N:o 489 1957 Mars—April

GEOLOGISKA FÖRENINGENS
I
STOCKHOLM
FÖRHANDLINGAR

UTGIVARE:
PER H. LUNDEGÅRDH

BAND 79
HÄFTE 2

Edited by the Geological Society of Stockholm
Stockholm 50
Subscription by Nordiska Bokhandeln, Stockholm 1

Pris för detta häfte 7: 50 Kr.

FRAMSTÄLLNING AV

GEOLOGISKA KARTOR

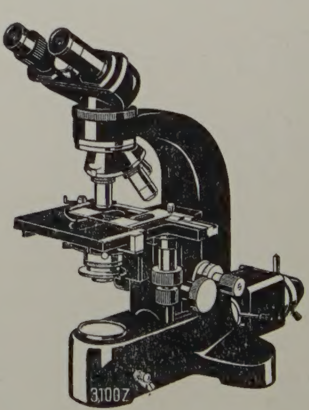
kräver speciell omsorg och rutin

Vår erfarenhet och tekniska utrustning står till Eder tjänst när det gäller ritning, reproduktion och tryckning av geologiska kartor

AB KARTOGRAFISKA INSTITUTET

STOCKHOLM

Leitz



Polarisationsmikroskop
Malmmikroskop
Färg-faskontrastmikroskop
Integrationsokular
"Leica"-kameran

Generalagent för Sverige:

AXEL LUNDQVIST AB STOCKHOLM C

DROTTNINGGATAN 28, TEL. 10 87 30, 21 01 81, 21 05 54.

GEOLOGISKA FÖRENINGENS
I STOCKHOLM
FÖRHANDLINGAR

BAND 79 HÄFTE 2 N:o 489

Banded Gneisses from Gothenburg and their Transformations

By

Pontus Ljunggren

Abstract. Fluctuations in mineralogical composition of banded gneisses along a profile, 230 mm of length, are given. The rocks are shown to have suffered a potash metasomatism, giving rise to light-coloured layers or veins rich in potash feldspar and surrounded by rims of biotite and epidote. The influence of tectonical movements upon the development of different kinds of light-coloured layers, veins, and irregular bodies is pointed out.

Acknowledgement. The major part of this investigation was carried out during the author's stay at the Geological Institution of Chalmers University of Technology, Gothenburg. The microscopic slides were prepared by Mr. S. Dahlén.

The aim of the present investigation has been to examine a very short profile of banded gneisses[1] with microscopical methods and to discuss some of the problems connected with the origin of these rocks. The profile is situated in western Sweden just south of Chalmers University of Technology in Gothenburg. In this part of Gothenburg the bedrock is dominated by banded gneisses, aplitic and pegmatitic veins and dykes, and metabasites (H. E. Johansson, 1931). The strike of the rocks is about N 20—30° W, and the dip varies from vertical to almost horizontal, most often, however, 40—60° to the west or southwest. The region to the south of Gothenburg has recently been described by P. H. Lundegårdh (1951, 1953) and a comparison with the results obtained from that area will be given later in this paper.

One of the outcrops of banded gneiss at Chalmers University of Technology was photographed, cf. Fig. 1, and part of the rock was broken away. This specimen had a length of about 300 mm perpendicular to the schistosity. From this specimen 13 microscopic slides were taken out, covering a length of 230 mm, all of them in a plane perpendicular to the schistosity. The location of the »band» of microscopic slides is marked on Fig. 1.

---

[1] The term »banded gneisses» is chosen in this paper to cover both real banded gneisses and veined gneisses.

In order to find out the variation of the different mineral components along this profile, planimetric analyses were carried out by means of the integrating stage of Leitz. With this equipment, lines of about 19 mm of length and parallel to the schistosity could be measured and the percental composition of each line calculated. The slide was then moved one millimetre perpendicular to the schistosity, the composition of the new line calculated, and so on. In this way 230 lines were measured and their mineralogical composition calculated.

The reliability of planimetric analyses has been discussed by some authors (F. CHAYES, 1953; P. LJUNGGREN, 1954, pp. 52, 55, 57, and 89; E. H. T. WHITTEN, 1953). In many cases this method is preferable to chemical analyses as it gives the actual mineral composition and not the bulk of chemical composition. Furthermore, the time necessary for carrying out a planimetric analysis is only a fraction of that used in chemical analysis. The planimetric method is particularly well suited for analysis of rocks of granitic composition since these consist of minerals of a comparatively simple chemical composition. The planimetric analyses of such rocks could thus with benefit also be recalculated into chemical analyses.

The method used in this paper differs from the ordinary planimetric analysis in the use of single lines. The accuracy is naturally much less than that of the ordinary analysis, but the mineral composition of *each line* is exactly given. The possibility of comparing the mineralogical compositions of neighbouring lines, however, depends upon the grain-size of the participating minerals. When the grain-size is too large the fluctuations will be too large to allow of a study of changes in mineralogical composition along a profile like this one. In this profile the grain-size of most lines varies between 0.3 and 2 mm, and this grain-size proved to be sufficient to get a comparison of the fluctuations in mineralogical composition of the different lines along the profile.

The results of the planimetric analyses are given in a diagram, Fig. 2. In this diagram each mineral component has its own curve, the amounts of the minerals are given in percents of volume, and the internal distance between the lines is one millimetre. A photograph shows the approximate site of the profile (the necessity of overlapping slides made it impossible to get all slides in exactly one and the same plane).

It is quite evident that the fluctuations in mineral composition between neighbouring lines are of a high magnitude owing to the grain-size compared with the small distance of each measurement.

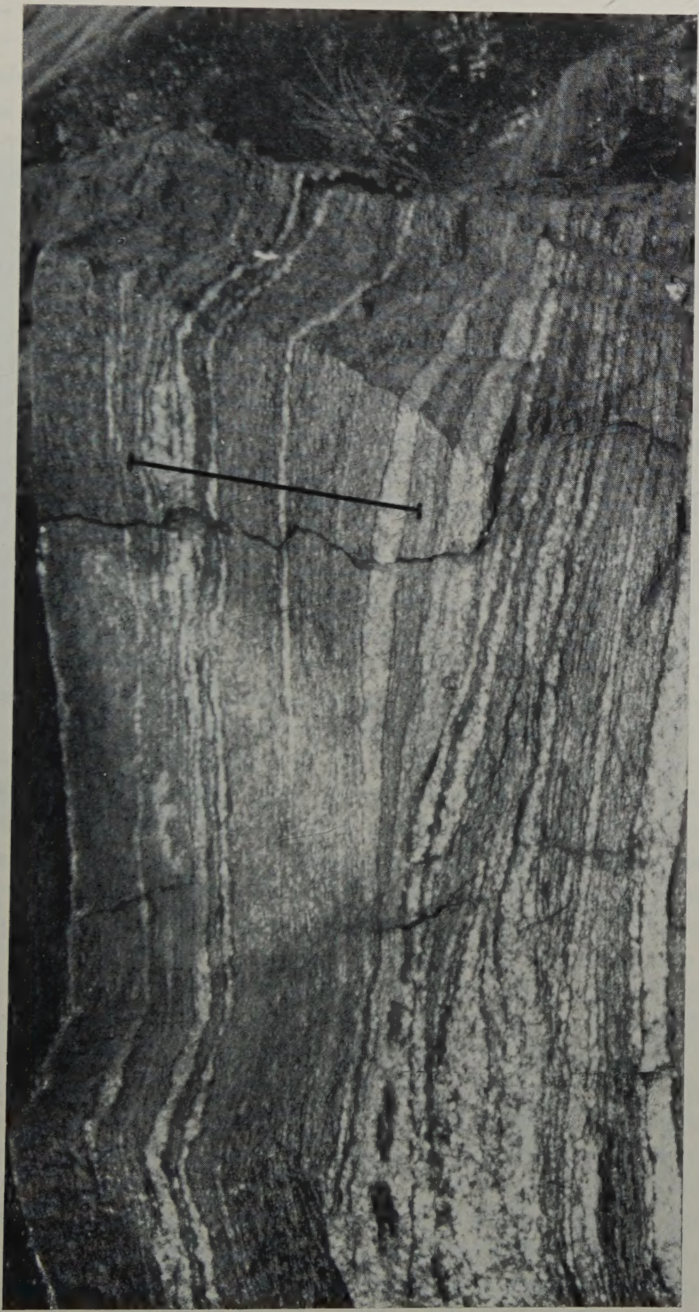


Fig. 1. Photograph showing the site of the planimetric profile No. 1, and different kinds of the banded gneisses. Scale 1 : 6.

A careful examination of these curves, however, will reveal some very interesting trends in the petrology of these rocks.

The profile is chosen so as to cut some different types of the banded gneiss: the ordinary greyish gneiss, the light-coloured layers, the more coarse-grained, almost pegmatitic rocks. The profile has been divided into different parts according to the macroscopical differences of the separate layers, from A at the left side of the diagram to S at the right side. The different parts can also be seen on the photograph.

The left and the middle part of the diagram, from A to K, will be dealt with first. It is evident that quartz and plagioclase have no special trends within these parts of the profile; it is remarkable that the percentages of these minerals have not changed to any greater extent at the first light-coloured band C. Epidote and biotite, on the other hand, show very large fluctuations all along and follow each other almost exactly. The most interesting mineral, however, is microcline with its large variations in light-coloured and dark-coloured gneissic layers.

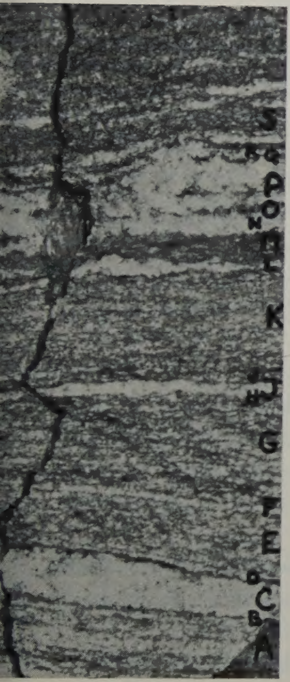
Section C is very poor in dark-coloured minerals, as is evident from the photograph, but it is surrounded by layers which are characterized by a high concentration of dark minerals. This enrichment has caused a simultaneous decrease in the percentages of the other minerals. It is interesting to observe that there is no enrichment of quartz in section C. The microcline, however, shows a very high enrichment in this section, somewhat concentrated to the left side.

Sections E and G are fairly uniform, with high contents of plagioclase, quartz, and dark minerals, but with very low values of microcline. At F, however, there is a local enrichment of microcline accompanied by a strong decrease in the contents of biotite and epidote, but with no influence on the contents of quartz and plagioclase. This narrow layer is also to be seen on the photograph.

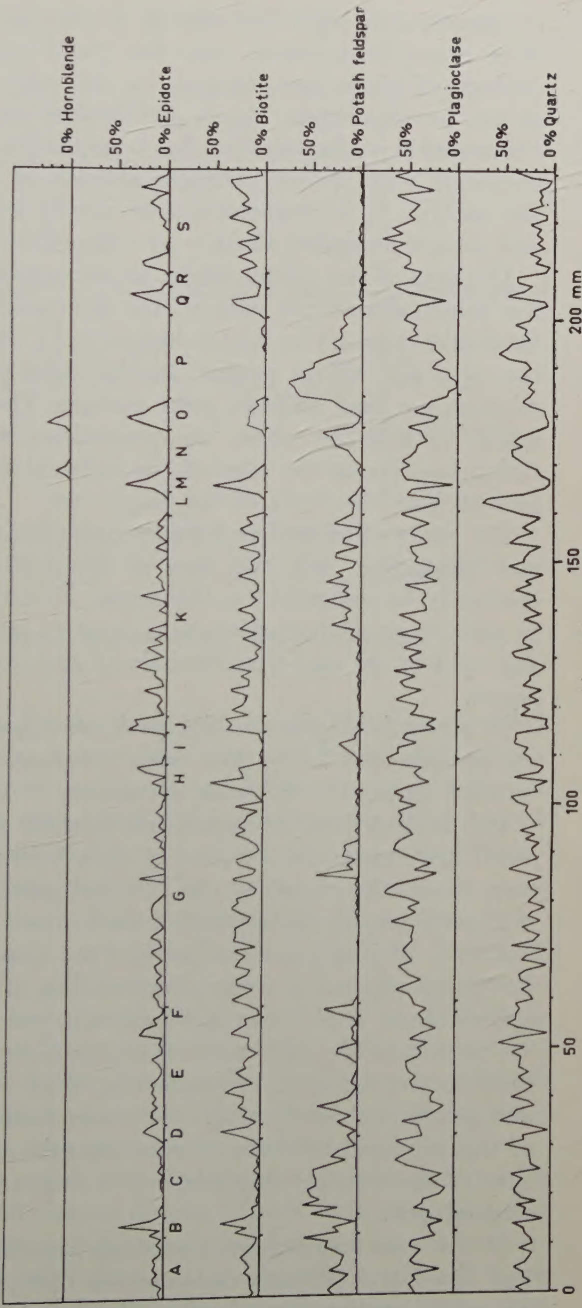
Sections H—J are characterized by a central part (I), poor in biotite and epidote, surrounded by two borders (H and J), highly enriched in these two minerals. In I, microcline has been enriched.

Section K is comparable with sections E and G in having rather high contents of biotite and epidote. K shows to the right a transition into gneisses of another kind, characterized by a higher content of microcline.

Sections M and O mark two local, high enrichments of biotite and epidote, both of them surrounded by sections almost without these minerals. The grain-size is comparatively small and even from A to K, but there is a larger grain-size between L and R. In section L there is a high enrichment of quartz, up to 73 percent of this layer is made up



. To the left a photograph 1 : 3) of a banded gneiss ng the sites of the different of the planimetric profile 1 as given to the right.



of quartz. The large fluctuations in mineral composition within sections L and O, however, have had but little influence upon the percentage of plagioclase. Quartz, on the other hand, decreases greatly at the sections where biotite and epidote are enriched: at M and O.

Section P is characterized by a very high enrichment in microcline combined with almost complete absence of biotite and epidote. The last section, S, is characterized by a very high content of plagioclase and almost complete absence of microcline.

The data of this profile might be summarized as follows. The quartz has taken almost no part in the comparatively intense transitions from dark-coloured to light-coloured rocks, except in a few sections of the right part of the profile. In this more pegmatitic part the other minerals too have suffered great changes. The same thing can to some extent be said also about the plagioclase, which seems to have been rather inactive as the sites of the light-coloured layers can hardly be located from the curve of the plagioclase.

The curve of microcline behaves quite different from those of quartz and plagioclase, and the sites of the light-coloured layers can immediately be recognized in this curve. There are very large differences in percentage of microcline from layer to layer. The curves of biotite and epidote are also characteristic of dark-coloured and light-coloured layers.

To a certain degree the high peaks of microcline at sections C and P are compensated for by low values of plagioclase; this should be kept in mind during the following discussion.

It is evident from the curves and from the photograph that sections C and I are surrounded by rims of dark minerals. Mean value diagrams have been constructed of the different minerals, in order to find out if a metamorphic differentiation has taken place or not. The profile has been divided into sections and the mean values of each mineral have been plotted in a new diagram, Fig. 3. The values of biotite and epidote have been brought together in one curve. Sections C and I are surrounded by high walls of biotite and epidote. The great fluctuations in the contents of microcline, when compared with plagioclase and quartz, are clearly seen. — The conclusions from sectioned diagram of this kind must be drawn very carefully, since slight change in the sites of the sections may result in a diagram quite different from the original one.

It was now assumed, as a working hypothesis, that sections C and I had developed through metamorphic differentiation and not through any widening of a fissure by the aid of intrusion. The high rims of biotite and epidote surrounding sections C and I, cf. Fig. 3, were now recal-

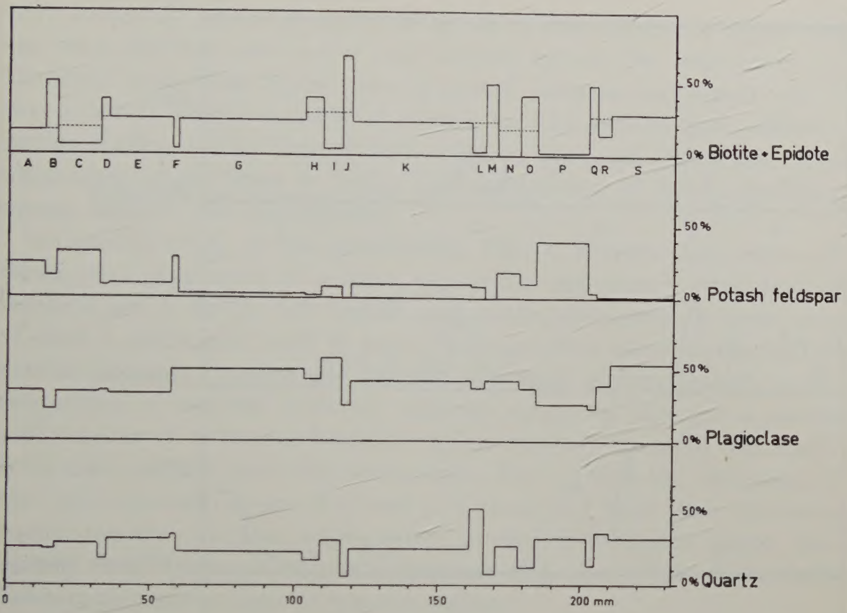


Fig. 3. Mean values of planimetric analyses, profile No. 1.

culated into the same heights as in sections A and E and in sections G and K. The surplus of the former high rims was transferred into the centres of the light-coloured sections C and I. The new areas obtained in this way are marked with hatching in the diagram, Fig. 3. It is interesting to observe that the former light-coloured layers C and I have now completely disappeared. This speaks in favour of metamorphic differentiation. The biotites and the epidotes have been driven out from certain layers and have been enriched along the borders of the new layers. The cause of this driving out of biotites and epidotes might perhaps be found in the present high contents of potash feldspar in the light-coloured layers. This compensation of the dark-coloured rims towards the centre of the light-coloured layer means that no widening of the rock at the site of these dark- and light-coloured layers has taken place in connection with the metamorphic differentiation.

There is quite another kind of layers in the opposite part of the profile. The dark-coloured rims at M and O have been recalculated in the same way as mentioned above, but the surplus of material has been transferred to the left of each rim. In this way the light-coloured layers of L and N have been compensated. The rim of section Q has been transferred into section R. It has not been possible, however, to com-

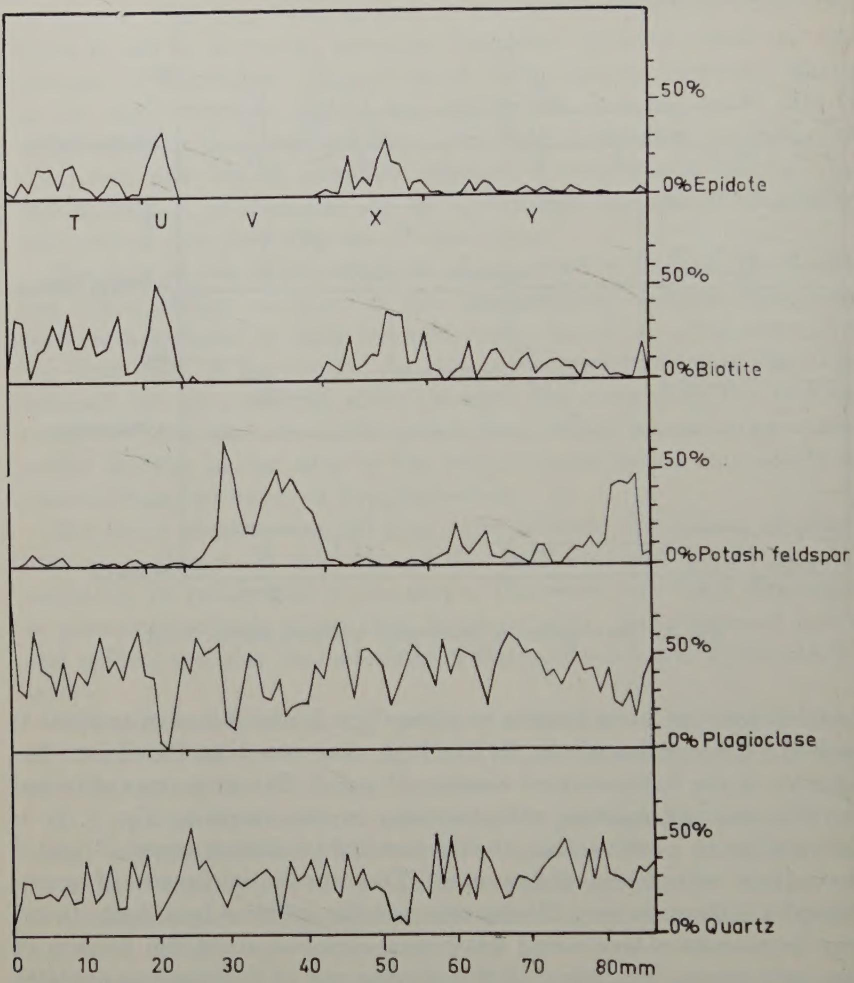


Fig. 4. Diagram of planimetric analyses of banded gneisses, profile No. 2.

pensate the broad, light-coloured layer P. This layer is characterized by a very high content of microcline.

A possible explanation of the differences between sections C, I, and P is that, at the first-mentioned two layers the transformations are internal whereas at P the changes have been external. A fact that speaks in favour of this explanation is the large grain-size of section P compared with sections C and I.

It is quite clear from what is said above that the potash feldspar holds a key position in the interpretation of the transformations which have evidently taken place. It seems as if this mineral in some way has been enriched into a few and distinct layers. But may there not primarily have been layers poor in potash feldspar and layers rich in this mineral? This is possible, of course, but the metamorphic differentiation leading to the rims of dark-coloured minerals, which has taken place only where there is now a high percentage of potash feldspar, speaks against this explanation.

An examination of the photograph, Fig. 1, reveals that section P forms part of a layer of a more pegmatitic appearance than that of layers C and I. At the left middle part of the photograph a larger area of such a pegmatitic rock is seen. There are two main modes of formation of such a pegmatitic (or granitic) rock: either through an introduction of material from an external source or through a partial mobilization of substance from internal source, i. e. from the rock itself. It is also evident from the photograph, Fig. 1, that the extension of the light-coloured layers of C and I is small and that their thickness varies rapidly. Another explanation is that the banded gneiss previously was comparatively homogeneous and that it got its present features through an intense transformation.

Another profile from the same outcrop has also been examined. It was taken from the banded gneiss about half a metre from the first profile, just outside the photograph, Fig. 1. The diagram obtained from the planimetric analyses is given in Fig. 4. The length of the profile is 86 mm and one line has been measured per each millimetre. The profile has been chosen so as to cut a light-coloured layer (V) surrounded by rims of dark-coloured minerals (U and X).

The curves obtained are very similar to those of the first profile. There are no special trends of the curve of quartz at the site of the light-coloured layer. This layer is characterized by a very high enrichment of potash feldspar and absence of biotite and epidote. At the rims there is a very high enrichment of both biotite and epidote and an accompanying decrease in the contents of the other minerals. The high peaks of potash feldspar are to a certain degree compensated for by low values of plagioclase.

The profile has been divided into 5 sections and the mean values of each section have been calculated. The diagram thus obtained is given in Fig. 5. The rims of biotite and epidote have been transferred into the centre of the light-coloured layer and these new areas of the diagram have been marked with hatching. It is evident also from these curves that the biotite and the epidote, which are now enriched in rims around the light-coloured layer, may have been driven out from the site of this light-coloured layer. This may have taken place simul-

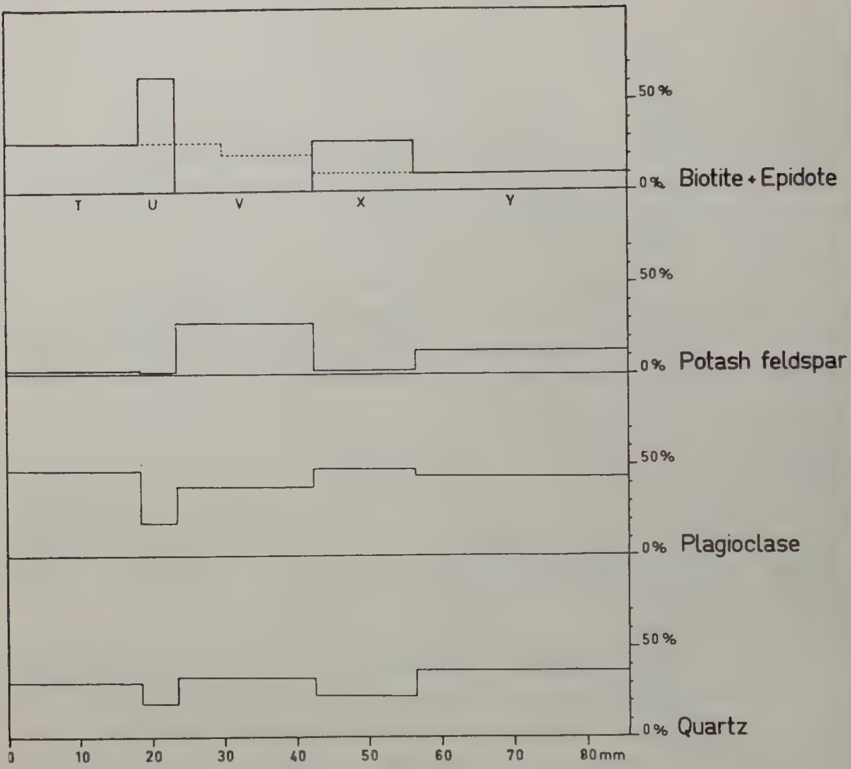


Fig. 5. Mean values of planimetric analyses of profile No. 2.

taneously with an entrance of potash feldspar, a mineral now highly enriched in the light-coloured layer.

All data given above point to the potash feldspar having taken an active part in the development of the present banded gneiss. The high peaks of potash feldspar have also been demonstrated to be compensated for, to a certain degree, by low values of plagioclase. It is therefore of interest to examine the mutual relations between these two minerals in the microscopic slides.

A typical view of the first profile, section C, is given in the microphotograph, Fig. 6. Large microclines predominate. They are pertitic, belonging to the string type, and they have inclusions of both plagioclase and quartz. The plagioclases (An = 15 %) are twinned according to the Albite law and are somewhat altered while the microclines are quite unaltered. Almost everywhere at the contact between plagioclase and microcline a border of myrmekite has developed. This border is never found at the contact between plagioclase and quartz. The plagioclases have inclusions of quartz and sometimes irregular inclusions of

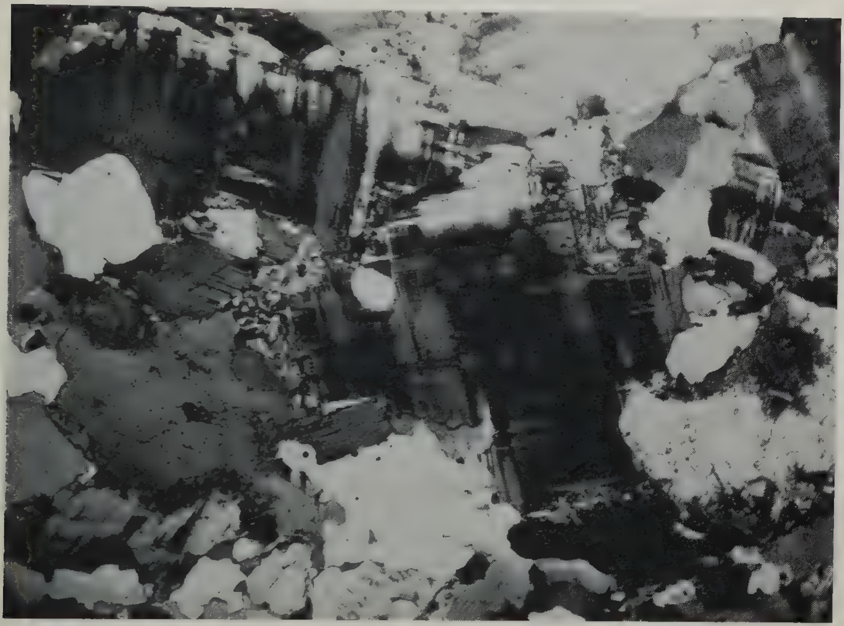


Fig. 6. Microphotograph of a light-coloured band of the veined gneisses (section C, profile No. 1). + Nicols, enlargement 25 ×. — Cf. Fig. 2.

microcline. These last-mentioned inclusions are penetrating and are always quite unaltered unlike the surrounding plagioclase. — The myrmekite consists of albitic plagioclase with channels of quartz. The quartz channels are orientated perpendicular to the contact between plagioclase and microcline. A microphotograph of a typical myrmekite is given in Fig. 7.

It is evident that this myrmekite has developed as a result of reactions taking place between plagioclase and microcline; myrmekite is, however, described both as a result of albitization of potash feldspar (J. J. Sederholm, 1916, p. 134) and as a K-feldspatization of preexisting plagioclases (N. Edelman, 1949, p. 77; P. Ljunggren, 1954, p. 76). Thus an occurrence like this is not conclusive as to the origin of the minerals or the rocks in question without further data. However, J. Seitsaari (1951, p. 94) has described myrmekite very similar to that of these banded gneisses, and considers it to have developed during the replacement of plagioclase by microcline.

A careful examination of the curves of the diagram in Fig. 2 reveals the high peaks of microcline to be nearly always somewhat compensated for by corresponding low values of plagioclase, quite contrary to the curve of quartz. This fact, too, speaks in favour of the opinion that

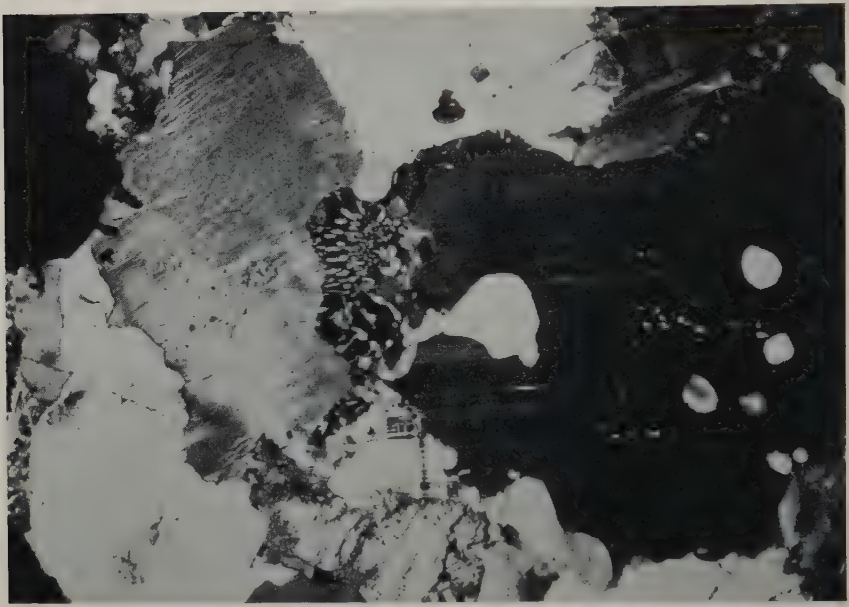


Fig. 7. Microphotograph of myrmekite in a light-coloured layer of the banded gneisses (section C, profile No. 1). + Nicols, enlargement 25 ×.

reactions have taken place between plagioclase and microcline. An examination of the second profile, Fig. 4, shows the same.

All the features dealt with above point to a mobility within the ordinary banded gneiss of the potash feldspar but not of the plagioclase or the quartz. It is possible, as was previously mentioned, that the gneiss was originally homogeneous, and that the potash feldspar was brought into the rock along certain planes. This invasion of potash feldspar resulted in a development of dark-coloured rims of biotite and epidote — an enrichment of these two minerals into thin layers of high percentages — that is to say, a metamorphic differentiation. But this invasion of potash feldspar should be considered, not as an invasion of complete potash feldspars or feldspar solutions, but as a K-feldspatization of pre-existing plagioclases, a potash metasomatism (cf. C. E. Wegmann, 1935; P. Eskola, 1955, p. 127; A. Noe-Nygaard and A. Berthelsen, 1952, p. 263). Otherwise a development of such dark-coloured rims could not occur. Such a potash metasomatism of some layers of the gneiss must have meant an intense activation of these layers, since a comparatively large part of the plagioclases was transformed into microcline. During this active stage biotites and epidotes were pushed aside and enriched along the borders of the zones of potash metasomatism. The possibility of compensating these rims towards the central parts of the light-coloured layers, as demonstrated in Figs 3 and 5, speaks in favour of this opinion.

There is still another possibility of development of these banded gneisses. It is evident that neither biotite and epidote nor quartz nor plagioclase are responsible for the development of the present banded gneisses, they have been passive during these transformations. The potash feldspar is either a result of potash metasomatism or it is derived from the rock itself, through a transfer within the rock into certain dilation faces. This process would mean a soaking of the potash feldspar into the dilation faces; the question will then arise why there are no veins consisting almost entirely of potash feldspar. If the potash feldspar had been soaked into some places in this way it would be difficult to explain why the curve of quartz is quite independant of the changes between light-coloured and dark-coloured layers when compared with the curve of plagioclase. Such a transfer of potash feldspar into the present light-coloured layers would have caused a considerable widening at the site of these layers. Such a widening, however, is made improbable by the possibility of compensating the dark-coloured rims into the light-coloured layers, and also through the smooth curve of quartz. — Thus a potash metasomatism leading to a K-feldspatization of pre-existing plagioclases explains the present features of the banded gneisses much better than a transfer of potash feldspar within the rock.

It is evident from the photograph, Fig. 1, that in some places the potash metasomatism was a gentle process, forming light-coloured layers surrounded by dark rims, and with the different layers parallel to each other. In other places, however, the activating power of the potash metasomatism was somewhat greater, causing a partial mobilization of the whole rock (cf. S. Gavelin, 1953, p. 47). Such a mobilization, however, does not mean that the rock necessarily was in a more or less molten stage. This process is to be considered as successive resolutions and recrystallizations of the crystals, a movement from sites of higher pressure to sites of lower pressure, taking place in the presence of aqueous solutions at temperatures below the melting points of the participating minerals (cf. P. Ljunggren, 1954, pp. 36—39). In places where the mobility of the minerals was great enough, a complete destruction of the texture of the banded gneiss took place. Two different kinds of this mobilized rock are to be seen in the photograph, Fig. 1. In the uppermost part of this figure, there are two or three narrow veins of this quartz-feldspar mixture, surrounded by dark-coloured rims. These quartz-feldspar bands are mostly dominated by potash feldspar unlike the dark-coloured parts of the banded gneiss in which plagioclase is the predominating feldspar. The entrance of the potash feldspar into these bands evidently caused a partial mobilization (in the sense mentioned above). However, the dark-coloured rims have partly disappeared and the middle quartz-feldspar band has grown much wider in the right-hand part of these bands, within the site of profile No. 1. The same has occurred, but on a much larger scale, in the central part of Fig. 1. Here the mobilization has also affected the dark-coloured parts of the gneiss changing this rock into rocks of granitic texture, either microcline-dominated or plagioclase-dominated. The dark-coloured minerals of the original gneiss have been enriched into spots or fragmental bands (cf. the central part of Fig. 1). The light-coloured veins in the uppermost part of Fig. 1 have not affected the texture of the surrounding dark-coloured gneisses — the formation of potash feldspar along certain planes only changed the mineralogical composition of the immediate surrounding of these planes. The light-coloured components of the rock in the central part of Fig. 1 were in a more active state, however, and surrounding parts of the dark-coloured, inactive gneiss were folded or even cut off. It can be seen on the photograph that these parts of the dark-coloured gneisses are richer in dark constituents than the ordinary ones, pointing to a metamorphic differentiation of dark-coloured and light-coloured constituents.

The biotite is the ordinary dark mineral in the banded gneiss of the kind dealt with above, but in some places this rôle is overtaken by hornblende. This is the case at a place about one metre from profile No. 1 where hornblende is found together with quartz and feldspars. This rock is similar to the quartz-feldspar rock seen in the central part of the photograph in Fig. 1, but it is different through the absence of biotite and the presence of hornblende. The general appearance of the hornblende-bearing gneiss in the vicinity of this outcrop suggests an origin through some kind of metamorphic recrystallization. — In rocks which have suffered progressive metamorphism, hornblende has often developed from pre-existing biotites or chlorites. A necessity at the formation of hornblende from biotite in this way is a sufficient supply of sodium. It is possible that the hornblende in these varieties of the banded gneiss has arisen from biotites in connection with a supply of sodium. It was concluded above that a potash metasomatism has taken place in the gneisses, transforming pre-existing plagioclases into microcline. At such a transformation sodium is liberated, and this sodium is either consumed within the rock system or removed out of the rock system. The sodium liberated at the potash metasomatism of the present banded gneiss may partly have been consumed at a formation of hornblende from biotite in certain parts of the gneisses. However, the potash metasomatism affected all parts of the present banded gneisses, thus liberating sodium everywhere within the rock system, while hornblende was only formed within limited areas. This means that the pt-conditions were not homogeneous within the gneisses, a fact that can be observed in most of the outcrops of these banded gneisses. It is possible that the areas of hornblende-bearing gneiss represent areas of slightly higher and somewhat different metamorphic conditions than those of the biotite-bearing gneisses. These hornblende-bearing gneisses are often found as limited bands or streaks, possible to follow over long stretches, which indicates that the hornblende has arisen either as a result of tectonical movements different from those of the ordinary banded gneisses, or through a somewhat different pre-metamorphic mineralogical composition.

The potash metasomatism of the gneisses has in some places resulted in a development of microcline porphyroblasts, often with a grain-size exceeding 10 mm. These porphyroblast-bearing gneisses are sometimes situated only a few decimetres, or even centimetres, from the ordinary banded gneiss dealt with above. It often looks as if the initial material of these two rocks were the same, a gneiss dominated by plagioclase and having a considerable percentage of biotite. It was mentioned above, when discussing the uneven distribution of hornblende within the gneisses, that the pt-conditions might have been somewhat different in different parts of the gneisses. E. Raguin states (1950, p. 268), that »il est possible que les facteurs dynamiques jouent un rôle important dans la granitisation en général». This is in good agreement with the distribution of microcline porphyroblasts within the gneisses, especially when the differing p-conditions are considered. The strike of the banded gneisses is about north—south, indicating that a dilation in eastern—western direction, affecting the mother-rock of the present banded gneisses, might have opened the rocks along planes of a northern—southern direction to solutions which could transform the pre-existing rocks into the banded gneisses. These solutions affected the rocks in two essentially different ways. It is probable that a gneissic texture was prevailing also before the potash metasomatism, and this parallelism must have been a necessity for the development of the banded gneisses. The first kind of transformation was another gentle process which took place along the schistose planes of the rocks, changing plagioclases into microcline; at the same time the rims of the dark-coloured minerals were formed along the borders of these zones. This kind of transformation is shown in profile No. 1, at C and I. The second kind of transformation was a continuation of the first, but was less gentle. During the first process or the first phase, no mobilization of the transformed minerals took place except the removal of biotite and epidote from the central parts of the zones. During the second phase, however, both feldspars and quartz were mobilized (in the sense mentioned above) and the texture of the original rock was quite destroyed. This kind of transformation is demonstrated at P in profile No. 1. The main difference between these two kinds of transformations is to be found in the p-conditions. In the first case there was a tendency of dilation, a tendency of opening the rocks along planes of schistosity. With the prevailing strike of the rocks this meant an eastern—western direction of the dilation power. The development of these light-coloured layers surrounded by dark-coloured rims did not mean any widening of small joints but a transformation of the original plagioclase-biotite-rich rock into microcline-rich rock, starting from the schistosity planes and advancing perpendicular to these planes. This process is similar to what is described by H. RAMBERG as replacement or nondilation pegmatites (1952, pp. 248—255). RAMBERG also mentions the basic rims along the borders between the veins and the country gneiss.

The other kind of light-coloured veins or bodies, which have got their present textural features through a partial mobilization, have arisen under p-conditions different from those of the first kind or first phase. The orientation of the veins of the second type is also mostly strictly parallel to the schistosity of the gneisses, but in addition to these veins there are irregular bodies, as seen in the central part of the photograph, Fig. 1.

It is probable that the metasomatic transformations started with a development of veins of the first kind, taking place during the first phase of the dilation. During this embryonal phase no widening along the schistose planes took place, and the result was a metasomatic replacement of some layers of the original gneissic rock, without any mobilization of the light-coloured components. During the second phase of the dilation, which followed in direct continuation of the first phase, there was a stronger tendency to open the schistose planes, and those parts of the gneiss which were transformed by the potash metasomatism became partly mobilized. However, the original rocks were not homogeneous and the dilation in connection with an intense potash metasomatism resulted partly in a formation of veins parallel to the schistosity of the rocks and partly in a formation of irregular bodies. The partial mobility of these irregular bodies in connection with the dilational movements caused a folding and a disruption of surrounding gneisses metasomatically not changed or mobilized (cf. the central part of the photograph, Fig. 1).

Some of the layers of the banded gneisses contain microcline porphyroblasts, as mentioned above. The development of these porphyroblasts was probably connected with the potash metasomatism forming the light-coloured bands and irregular bodies in the present banded gneisses. The cause of these two different results of the potash metasomatism might be different behaviour at the dilational movements. It is possible that the transforming solutions in some varieties of the gneisses did not follow special planes, transforming surrounding parts of the rocks, but that they followed the intergranular space, giving rise to a porphyroblastic growth of microcline. This would mean that the porphyroblast-bearing rocks of a more or less gneissic texture were not affected by the dilational movements in the same degree as those parts in which the banded gneisses were formed. It is probable that very small differences in p-conditions might be decisive at a formation of metasomatic rocks of these kinds. The appearance of two kinds of metasomatically transformed rocks, as demonstrated in the two layers of C and P (Fig. 2), shows that the dilational movements in some areas of the banded gneisses were comparatively small, something which is in favour of this opinion.

Three different results of the potash metasomatism within the complex of banded gneisses have been dealt with above. There is, however, at least one additional type, namely cross-cutting veins and dykes of pegmatitic composition. Some of these pegmatitic dykes may belong to a later geological cycle than that of the banded gneisses, but many of them evidently belong to the same phase during which the banded gneisses were formed. The potash metasomatism started with the formation of light-coloured veins of the type represented by C and I in section No. 1, Fig. 2. During the more active phase of the potash metasomatism a partial mobilization took place, represented by P in the same section. The dilational movements in an eastern—western direction reached their maximum during this phase. After the decline of these movements, the mobility of feldspars and quartz slowly decreased. The rock complex became more rigid, but the feldspars and the quartz still possessed a certain degree of mobility when joints were opened in a direction more or less perpendicular to the strike of the gneisses. The feldspars and the quartz were now soaked from the quartz-feldspar layers of the banded gneiss into the widening joints of low pressure, forming pegmatites (the dilation or secretion pegmatites of Ramberg, 1952, p. 252, 1956). These cross-cutting pegmatites are thus metasomatically formed, and they have arisen during the declinal phase of the potash metasomatism.

It is not possible from the results obtained in this examination to reach any definite conclusion as to the origin of the rocks which were transformed into the banded gneiss at the potash metasomatism. P. H. Lundegårdh, who has recently studied these problems (1951, 1953 a, 1953 b), considers the mother-rocks of the banded gneisses to be of supra-crustal origin, consisting both of acid, intermediate, and basic layers (1951, p. 187). The action of the potash metasomatism indicates that the rocks prior to this process were rich in plagioclase and that they had a lower percentage of potash feldspar than the present rocks. The nature of these rocks, rich in plagioclase, is a delicate question. LUNDEGÅRDH's conclusion that the banded gneisses have originated from supra-crustal rocks of different nature is surely correct. However, the predominance of plagioclase in rocks of an eventually sedimentary origin is not likely. This means that *if* parts of the banded gneisses originate from sedimentary rocks, these rocks have probably suffered an albitization during an epoch prior to the potash metasomatism. Such a sequence of events is comparatively common in connection with regional metamorphisms) cf. P. LJUNGGREN, 1954; P. BEARTH, 1948, 1952; H.-R. v. GAERTNER, 1951; T. KROKSTRÖM, 1946; H. RAMBERG, 1952, p. 206).

To the east of the banded gneisses a porphyritic granite takes up a large area, viz. the Askim granite (cf. LUNDEGÅRDH, 1951 and 1953 b). In some parts of the banded gneisses a gneissic or partly granitic variety occurs, which has large porphyroblasts of microcline, as mentioned above. The Askim granite is in part very similar to this porphyritic rock. The matrix of the Askim granite consists of plagioclase (oligoclase), quartz, and biotite, whereas the potash feldspar is concentrated to the microcline eyes (LUNDEGÅRDH, 1953 b, pp. 42—43). This is just what could be expected as a result of potash metasomatism under the conditions mentioned above. The site of the Askim granite quite close to the banded gneisses, which have arisen through an intense potash metasomatism, indicates that this rock had but small possibilities to remain unaffected by this large-scale transformation. A fact that further supports this opinion is that the Askim granite is considered to be of late Gothian age, i. e. from the same epoch as the formation of the banded gneisses (LUNDEGÅRDH, 1953 b, pp. 42, 48). With regard to the Askim granite, LUNDEGÅRDH mentions (1951, pp. 181—182) that the minerals of the matrix are often crushed along planes of schistosity, whereas the eyes of microcline are most often quite unaffected. In most cases these zones of distintegrated minerals, slide-zones, curve around the large, unbroken microclines, indicating that the microclines are not prekinematic. Some of the large microclines have been broken by the crush-planes, however, which places the development of the microcline porphyroblasts at the decline of the tectonization (cf. S. GAVELIN, 1953, p. 47; P. LJUNGGREN, 1954, pp. 50—53, 64—66, 84—86; H. RAMBERG, 1952, p. 121; F. J. TURNER and J. VERHOOGEN, 1951, p. 288). This explanation brings the Askim granite in closer relation to the banded gneisses and to the porphyroblastic varieties of these rocks, a relationship often drawn attention to in the literature of feldspar porphyroblasts (cf. T. C. Bagchi 1952, p. 85; T. F. W. Barth, 1947; E. Spencer, 1938, pp. 111—114). Both these rocks would then have suffered a late formation of potash feldspar, and the formation of crush-planes would belong to an earlier phase not directly to be recognized in the banded gneisses. A formation of plagioclase in the banded gneiss, as mentioned above, must then have taken place prior to the tectonization forming the crush-planes (cf. P. Ljunggren, 1954, pp. 64—66).

The occurrence of epidote in the dark rims has not yet been discussed. It is evident on an examination of profiles Nos 1 and 2 that the epidote has behaved exactly in the same way as the biotite on the formation of the rims. Both minerals have been forced out of the present light-coloured layers and enriched into rims bordering these layers. This means that the epidote is no late mineral; it existed already at the time of the potash metasomatism. Lundegårdh (1953 b, pp. 28 and 38) considers the epidote to have been formed simultaneously with the final Gothian migmatization. The data mentioned above, however, point to a development prior to the potash metasomatism (thus prior to the migmatization), and it is probable that there is a close connection between the tectonization which led to the development of the crush-planes mentioned above and the development of the epidote. However, there have also occurred locally developed epidotizations within the banded gneisses, caused by later tectonical movements.

The tectonization resulting in the development of the micro-slide-zones mentioned by Lundegårdh (1951, pp. 181—182), seems to have affected many different rocks to the south of Gothenburg and probably represents a regional tectonization which took place before the potash metasomatism. It seems as if an intense tectonization were a common prerequisite of later potash metasomatism or microclinization (cf. P. Ljunggren, 1954, pp. 64—66, 100—101).

Such regional tectonizations are often formed in granitic and gneissic areas and it is possible that these movements are connected with the middle phase of the development of geosynclines (cf. A Berthelsen, 1953, p. 407). Often these tectonizations are preceeded by regional albitizations (cf. P. Bearth, 1948, 1952), mostly affecting the sedimentary rocks. It is probable that this albitization takes place during a comparatively early phase of the geosynclinal development, and that in some cases it is followed by a regional tectonization of the kind discussed above. The regional potash metasomatism often following these earlier transformations probably represents the most active phase during the development of the geosyncline, and it surely takes place on comparatively deep levels. This does not mean, however, that the potash metasomatism is bound to the roots of the geosynclines, A. Noe-Nygaard and A. Berthelsen assume (1952, p. 263) »a large scale metasomatism within the orogene, whereby the deepest parts (granulite-facies) become degranitized, while somewhat higher levels at the same time undergo granitization (amphibolite to epidote-amphibolite facies)».

References

Bagchi, T. C., 1952: On the possible origin of the »porphyroblastic granite» and the charnockites in Birmaharajpur Sub-division, Bolangir-Patna District, Orissa. — Quart. Journ. Geol. Min. Met. Soc. India, 24: 82—87.

Barth, T. F. W., 1947: The Birkeland granite, a case of petroblastesis. — Bull. Comm. Géol. Finlande, 140: 173—182.

Bearth, P., 1948: Über Albitisierung im Altkristallin des Monte Rosa. — Festschrift Paul Niggli, 140—145. — Zürich.

—, —, 1952: Über das Verhältnis von Metamorphose und Tektonik in der penninischen Zone der Alpen. — Schw. Min. Petr. Mitt., 32: 338—347.

Berthelsen, A., 1953: On the geology of the Rupshu District, N. W. Himalaya. — Medd. Dansk Geol. Foren., 12: 350—418.

Chayes, F., 1953: The relation between area and volume in micrometric analysis. — Mineral. Mag., 30: 147—149.

Edelman, N., 1949: Microcline porphyroblasts with myrmekite rims. — Bull. Comm. Géol. Finlande, 144: 73—80.

Eskola, P., 1955: About the granite problem and some masters of the study of granite. — Bull. Comm. Géol. Finlande, 168: 117—130.

Gaertner, H.-R., 1951: Über die Alkaliquelle der Granitisierung. — Z. d. Deutschen Geologischen Gesellschaft, 103: 7—8.

Gavelin, S., 1953: Die Beziehungen zwischen Sulfidvererzung und Granitbildung im Skelleftefeld, Nordschweden, — Geol. Rundschau, 42: 44—54.

Johansson, H. E., 1931: Beskrivning till kartbladet Göteborg. Berggrunden. — Sv. Geol. Unders. Ser. Aa, No. 173.

Krokström, T., 1946: Felspathization and boudinage in a quartzite boulder from the Västervik area. — Bull. Geol. Inst. Uppsala, 31: 389—400.

Ljunggren, P., 1954: The region of Hålia in Dalecarlia, Sweden. An investigation of regional transformations leading to metasediments and igneous-looking rocks. — Göteborg.

Lundegårdh, P. H., 1951: Petrology of the Onsala peninsula south of Gothenburg in Western Sweden. — Geol. Fören. Förh., 73: 161—199.

—, —, 1953 a: Beskrivning till kartbladet Särö. Berggrunden. — Sv. Geol. Unders., Ser. Aa, No. 195.

— —, 1953 b: Petrology of the Mölndal-Styrsö-Vallda region in the vicinity of Gothenburg. — Sv. Geol. Unders. Ser. C, No. 531.

Noe-Nygaard, A. and Berthelsen, A., 1952: On the structure of a high-metamorphic gneiss complex in West Greenland, with a general discussion on related problems. — Medd. Dansk Geol. Foren., 12: 250—265.

Raguin, E., 1950: Observations nouvelles sur le granite de Quérigut (Ariège). — Bull. Soc. d'Histoire Naturelle de Toulouse, 85: 266—269.

Ramberg, H., 1952: The origin of metamorphic and metasomatic rocks. — Chicago.

—, —, 1956: Pegmatites in West Greenland. — Bull. Geol. Soc. America, 67: 185—214.

Sederholm, J. J., 1916: On synantetic minerals and related phenomena. — Bull. Comm. Géol. Finlande, 48.

Seitsaari, J., 1951: The schist belt northeast of Tampere in Finland. — Bull. Comm. Géol. Finlande, 153.

Spencer, E., 1938: The potash-soda-felspars. II. Some applications to petrogenesis. — Mineral. Mag., 25: 87—118.

Turner, F. J. and Verhoogen, J., 1951: Igneous and metamorphic petrology. — New York.

Wegmann, C. E., 1935: Zur Deutung der Migmatite. — Geol. Rundschau, 26: 305—350.

Whitten, E. H. T., 1953: Modal and chemical analyses in regional studies. — Geol. Mag., 90: 337—344.

Studier över skarnbildningen i Grythyttefältet

Av

RUDYARD FRIETSCH

Abstract: Different skarn mineral associations from mines and exploratory works in the Grythytte field, Sweden, are examined from a mineralogical point of view. The relations between the ore forming and skarn-forming process are discussed, and the mineralogical and chemical changes that took place during the skarn forming process are outlined. (English summary on p. 158.)

Inledning

Grythyttefältets petrografi och stratigrafi har ingående behandlats av SUNDIUS (1922) samt av GEIJER och MAGNUSSON (1944). Området har haft avgörande betydelse för tolkningen av mellansvenska geologiska förhållanden. I Grythyttefältet finner man bergarter och malmer bättre bevarade än någon annanstädes i Mellan-Sverige. Den bild man här får av bildningsbetingelserna är klarare än i de omgivande mera metamorfoserade områdena. Avsikten med föreliggande undersökning är att göra en utredning av bildningsbetingelserna för skarnmineralen som åtfölja de inom området belägna järnmalmerna.

Ett mera sammanfattande arbete rörande de mellansvenska järnmalmernas skarn, behandlade ur kemisk-mineralogisk synpunkt, saknas tillsvidare. I de undersökningar som publicerats rörande malmfält och gruvor har ifråga om skarnmineralen tyvärr icke alltid kemiska analyser kombinerats med fullständiga optiska undersökningar. Ett arbete i vilket huvudvikten lagts vid kemiskt-paragenetiska frågor, är LINDROTHS undersökning (1920) rörande granatens sammansättning i de mellansvenska järnmalmsfyndigheterna.

Syftemålet med föreliggande arbete har varit att genom en undersökning av skarnmineralens optiska data kompletterad med kemiska och spektrografiska analyser belysa variationerna i olika skarnmineralassociationer samt att ur vunna resultat om möjligt finna utgångspunkter för tolkningen av malmernas genesis.

Valet av Grythyttefältets skarnbildningar har föranletts därav att metamorfosgraden därstädes är låg. Dessutom är detta område lämpligt därigenom att senare metasomatiska processer (magnesiametasomatos) spela en relativt ringa roll.

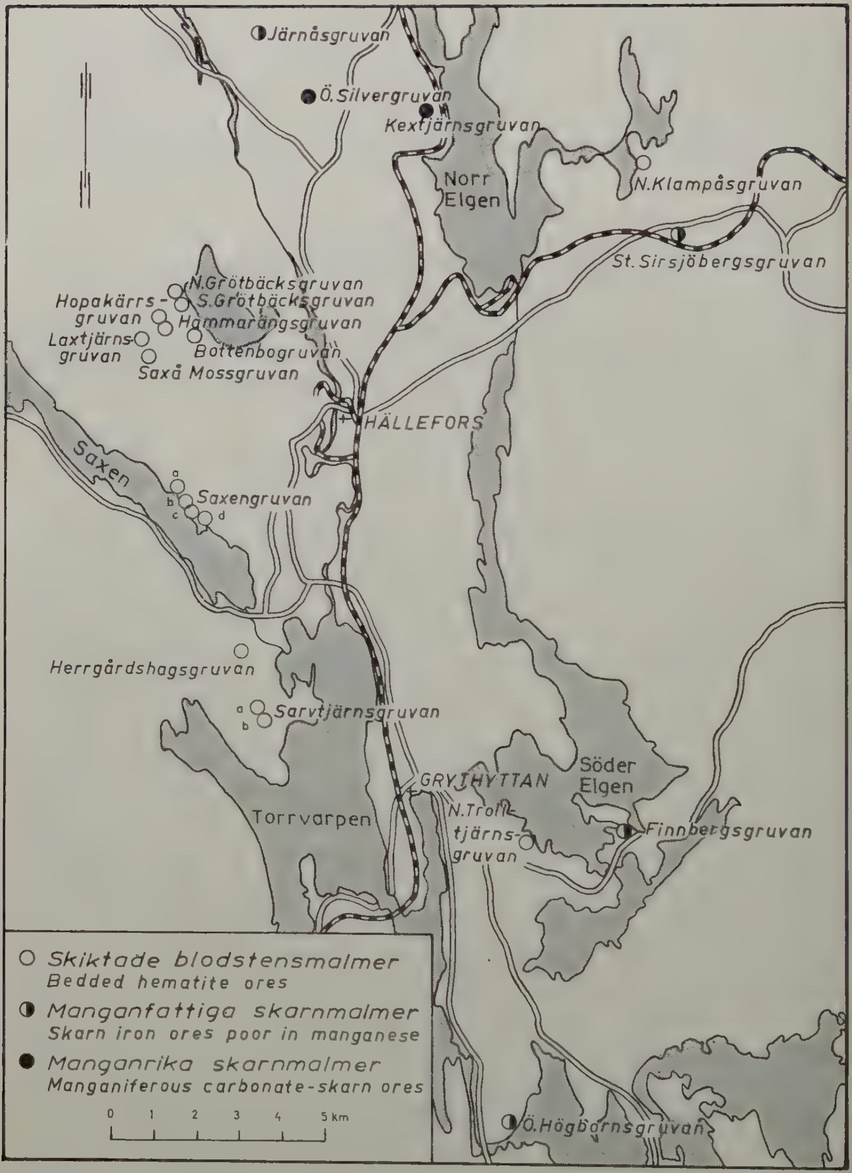


Fig. 1. Karta utvisande läget av de undersökta fyndigheterna i Grythyttefältet.
Map showing the situation of the investigated deposits in the Grythytte field.

För spridning godkänd i rikets allmänna kartverk den 11 februari 1957.

Alla fyndorter för det undersökta materialet äro belägna inom det egentliga Grythyttefältet, deras läge åskådliggöres i fig. 1. De flesta fyndorter äro gruvor och skärpningar som sakna ekonomiskt intresse. Materialet för denna undersökning insamlades under våren 1951, då Stockholms Högskolas Mineralogiska Institut gjorde en exkursion till Grythyttefältet, samt under hösten 1951, då författaren gjorde ett kortare besök i området. Allt material är samlat i varphögar, men stor omsorg har nedlagts på att få det så representativt som möjligt för fyndorten. Olägenheten med att endast varphögar funnits att tillgå är uppenbar, någon preciserad bild av de undersökta provernas inbördes fältrelationer kan givetvis inte erhållas.

Den låga metamorfosgraden inom Grythyttefältet medför å andra sidan vissa komplikationer när det gäller bearbetningen av materialet. Då de undersökta mineralen tagits ur skarnassociationer i hälleflinta, är deras kornstorlek ytterst ringa. Endast i något enstaka fall har grovplockning av materialet kunnat ske. Arbetsgången vid undersökningen har varit följande: provet nedkrossades och siktades, varvid en fraktion med en kornstorlek omkring 0.15 mm utvaldes. Det visade sig nämligen då, att något så när monomineraliska faser erhölls. Med magnet borttogs därefter eventuellt förekommande magnetit, föreliggande karbonat utlöstes med utspädd saltsyra, samtidigt bortslammades kvarvarande finare korn. Därpå utfördes själva mineralsepareringen med tillhjälp av tunga vätskor (bromoform, Clericis lösning). I en del fall gjordes ytterligare en magnetisk separering, dels för att vidare skilja mineralen, dels för att avlägsna eventuellt resterande hämatit.

Arbetet har huvudsakligen inriktats på optiska bestämningar av olika mineral. Då emellertid optiska undersökningar i de flesta fall endast ge en approximativ bild av sammansättningen och då vissa kemiska variationer icke alls kunna belysas med sådana metoder, har undersökningen kompletterats med kemiska och spektrokemiska analyser.

De optiska egenskaper som bestämts äro ljusbrytning, axelvinkel och utsläckningsvinkel. Ljusbrytningsbestämningarna ha utförts med tillhjälp av immersionsvätskor. Då mätningar på orienterade mineralkorn ej kunnat utföras, ha i de fall, där mineralet uppvisar spaltbarhet, endast närmevärden för ljusbrytningen erhållits, dessa betecknas γ' och α'. I de fall där den ur γ' och α' erhållna dubbelbrytningen avsevärt överstiger i litteraturen angivna värden, måste man antaga att sammansättningen hos mineralet i fråga växlat inom ett och samma prov. Detta visar sig även vara fallet beträffande ljusbrytningen hos de undersökta granaterna. De angivna värdena återge då den mest representerade ljusbrytningen. Då någon zonering i de undersökta mineralen inte har upptäckts, måste de funna variationerna bero på att mineralens sammansättning inom ett och samma prov växlat något.

Axelvinkelbestämningarna ha i de flesta fall utförts på mineral i slipprov, i en del fall ha dock mineralpulver inbäddats i Canadabalsam, och bestämningarna ha på vanligt sätt utförts på universalbord. I de fall där kornstorleken i slipproven varit allt för ringa för att möjliggöra en bestämning med universalbord, ha axelvinkelbestämningarna utförts konoskopiskt enligt en metod angiven i Burri (1950). Vid samtliga bestämningar har Na-ljus använts.

För granat har celldimensionen och ljusbrytningen bestämts. De flesta kantlängdsmätningarna äro gjorda med cylinderkamera, några få med fokuseringskamera. I samtliga fall har Cr-strålning använts.

För komplettering och verifiering av den på optisk väg erhållna uppfattningen av sammansättningen, ha mineralprover dels undersökts på spektralanalytisk väg i Sveriges geologiska undersöknings geokemiska laboratorium, dels har i samma laboratorium partiell kemisk analys utförts på 6 prover. Proverna kunde i en del fall icke helt befrias från föroreningar, men där sådana förekomma, överstiger halten av främmande mineral ej 5 %. Kvarts är den vanligaste föroreningen, i mindre utsträckning förekomma pyrit och hämatit.

Jag vill här begagna tillfället att framföra mitt varma tack till Professor Sven Gavelin för den hjälp han lämnat mig under bearbetningen av det insamlade materialet samt för hans beredvillighet att diskutera och granska arbetsresultaten. Till Professor Otto Mellis står jag i tacksamhetsskuld för allt det välvilliga bistånd han lämnat mig, icke minst ifråga om tillämpningen av optiska bestämningsmetoder.

Karakteristik av undersökta järnmalmstyper

Sundius (1922) indelar Grythyttefältets malmer i skiktade blodstensmalmer, manganfattiga skarn-kalk-svartmalmer och manganrika kalk-skarn-svartmalmer. Denna indelning innebär emellertid en viss generalisering, i själva verket finnas övergångar mellan dessa tre typer. För att åskådliggöra de olika sätt, på vilka malmen uppträder i de undersökta proverna, äro de i fig. 1 markerade gruvorna sammanställda i nedanstående tabell. Fyndorterna äro grupperade i enlighet med Sundius indelning med en viss ytterligare uppdelning i underavdelningar.

Tabell I

Skiktade blodstensmalmer:

a) kalkförande, jaspilitartad malm: Grötbäcksgruvan, Hopakärrsgruvan, Herrgårdshagsgruvan, Sarvtjärnsgruvan, Saxengruvan, Hammarängsgruvan och Bottenbogruvan.
b) kalk-blodstens-malm: N. Klampåsgruvan.
c) malmsubstans i hälleflinta: Saxå Mossgruvan, Laxtjärnsgruvan och N. Trolltjärnsgruvan.

Manganfattiga skarnmalmer:

a) malm i lager av omväxlande hälleflinta och kalksten: Finnbergsgruvan.
b) malm och skarn, mindre skiktartade, rikligare med skarn: Järnåsgruvan, St. Sirsjöbergsgruvan och Ö. Högbornsgruvan.

Manganrika kalk-skarnmalmer:

a) manganrik magnetitmalm: Ö. Silvergruvan.
b) relativt manganfattig malm: Kextjärnsgruvan.

Som ovan nämndes är det ofta rätt problematiskt till vilken grupp en gruva skall föras. T. ex. kan malmen i Bottenbogruvan knappast mera betraktas som jaspilitartad, då så gott som all malm föreligger som magnetit. Emellertid tyda de rester av hämatit som ännu finnas och den lagring som existerar i malmen på att gruvan i fråga är att räkna till de skiktade malmerna.

Beträffande Järnåsgruvan, så finns det ingenting i skarnassociationen, som tyder på att den skulle kunna hänföras till de manganrika fyndigheterna. Anledningen till att fyndigheten av Sundius placerats i denna grupp, är föranledd av den höga halten av mangan (4.64 % MnO) i en av honom (1922) publicerad malmanalys. Magnusson (1944) påpekar att skarnmassan likväl inte håller några speciella manganmineral, utan att skarnet som följer malmen i Järnåsgruvan är av samma karaktär som i de manganfattiga fyndigheterna. MnO-halten är enligt Magnusson fördelad i skarnmineralen och i den karbonatmassa, som ingår i malmen. För att kontrollera detta antagande utfördes bestämningar av manganhalten i de mineral som karakterisera proverna från Järnåsgruvan, nämligen kalcit, epidot, andradit och diopsid, vilka resultat redovisas nedan.

	% MnO
Prov 54 granat	1.54
Prov 54 A karbonat	0.43
Prov 54 B epidot + diopsid	0.84

Analyserna visa så låga manganhalter att de på intet sätt kunna förklara den höga MnO-halten i den av Sundius publicerade malmanalysen. Likaså visa analyserna att inga speciella manganmineral föreligga, ett förhållande som bekräftats av de optiska bestämningarna. På dessa grunder har författaren räknat det från Järnåsgruvan undersökta materialet tillhöra de manganfattiga skarnmalmerna.

Beskrivning av skarnmineralen

Huvudsakliga beståndsdelar i skarnassociationerna äro följande mineral: kalcit, kvarts, biotit, epidot, andradit, tremolit-aktinolit, hornblände och diopsid. Detta gäller för såväl de sedimentära malmerna som för de manganfattiga skarnmalmerna. Mindre väsentliga mineral äro albit, klorit och muskovit. Baryt förekommer i en fyndighet i rätt stora kvantiteter. Turmalin, zirkon och apatit uppträda accessoriskt. För de manganrika malmerna äro följande mineral karakteristiska för skarnen: spessartin, grünerit, Mn-förande olivin och biotit.

Sundius (1922) har i samband med beskrivningen av malmerna givit en utförlig redogörelse för skarnmineralens förekomstsätt, deras habitus m. m., vilket sålunda ej behöver upprepas. Den följande beskrivningen behandlar skarnen från kemisk-mineralogisk synpunkt.

Kalcit förekommer i alla prov och utgör i en del prov vid sidan av järnmalm det dominerande mineralet.

Kvarts är allmänt förekommande, ofta i hälleflintkomponenten. I samband med regionalmetamorfosen har mobilisering och rekristallisering av kvartsen ägt rum, så att den uppträder i grovkornigare aggregat med en kornstorlek upp till 1 mm. I de fall där jaspilitmalmer förelegat har grovkornigare kvarts uppkommit genom att järnet utrensats, varvid kvartsen har omkristalliserat och dess färg ändrats från grå till vit. Kornfogarna äro i regel mycket oregelbundna och taggiga.

Ett intressant fenomen kommer till synes i ett slipprov från Trolltjärnsgruvan. Här förekommer kvarts med lika oregelbundna korngränser som överallt annorstädes, men kvartsens tidigare kristallform har blivit skönjbar genom att finkornig pyrit avspeglar de tidigare kvartskristallernas utseende. I slipprov framträda än hexagonala basalsnitt, än snitt med prisma- och romboederytor (fig. 2). Basalsnitten äro sällan regelbundna eller liksidiga, flera än 3—4 ytor kan i regel icke observeras. Någon enstaka gång ha ett flertal kristaller med prismaytor vuxit ihop, så att en sågbladstandad textur uppkommit. Basalsnitten uppvisa ingen eller endast svag anisotropi, snitten skurna parallellt med c-axeln ha parallell utsläckning. Texturen visar att den ursprungliga kvartsen bildats i drusrum. På kvartskristallerna har sedan pyrit utfällts. I samband med den metamorfos som hälleflintorna utsattes för, skedde en omkristallisering och påbyggnad av kvartsen, och de ursprungliga kristallytorna angivas av pyriten.

Biotit är allmänt förekommande. Den uppvisar ett ganska enahanda utseende. Färgen i det kraftigaste absorptionsläget är ljusgrön till ljust brungrön, någon enstaka gång är den mörkgrön. Mineralet uppträder i regel i något avrundade och korroderade fjäll, kornstorleken

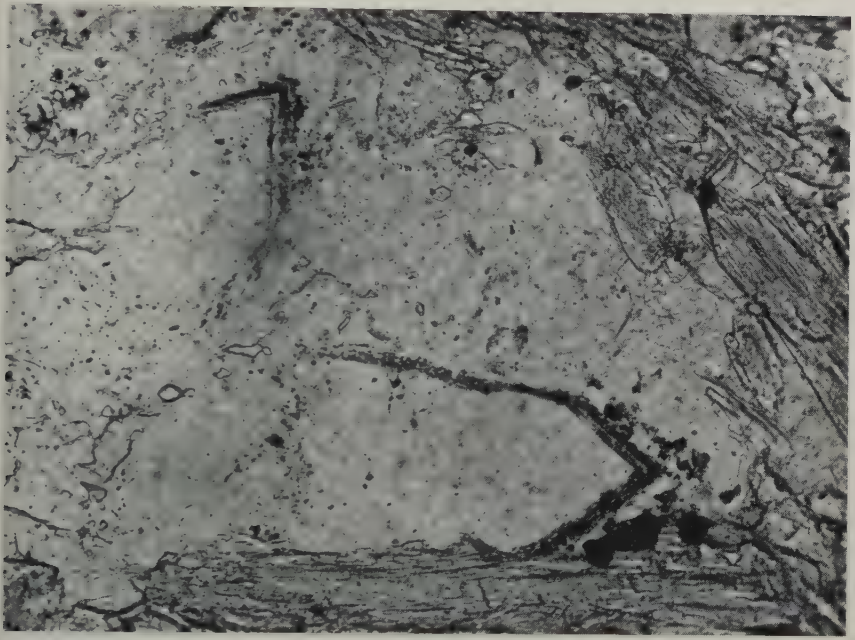


Fig. 2. Hornbländeskarn med mellanliggande kvarts, i vilken finkorniga aggregat av pyrit utvisa kvartsens ursprungliga habitus. Kvartskristallerna skurna parallellt med c-axeln. Trolltjärnsgruvan. Genomfallande ljus. × 140.
Hornblende-skarn with interstitial quartz. Fine-grained aggregates of pyrite show the primary habitus of the quartz. Ord. light. × 140.

är 0.15—0.3 mm, i ett fall observerades fjäll upp till 0.5 mm. Ljusbrytningsbestämningar ha inte genomgående utförts, men i de fall där ljusbrytningen mätts, är $\gamma' = 1.59$—1.61 och $\alpha' = 1.56$—1.57. Detta tyder enligt Winchell (1951) på en biotit, huvudsakligen sammansatt av eastonit-siderofyllit med en kraftig förskjutning mot förstnämnda komponent, alltså en Mg-rik biotit.

Granat förekommer i form av oregelbundna bandformiga massor, uppspräckta av ådror, vanligen fyllda med kalcit. I några fall ha idiomorfa granater iakttagits. Någon gång kan rombdodekaederytor upptäckas. Kornstorleken är ganska varierande, vanligtvis håller den sig omkring 0.5 mm. Upp till 4—5 mm stora individ ha någon enstaka gång iakttagits. För granat har såväl ljusbrytning som cellkonstant bestämts. Värdena återges i tabell II. Här angives även färgen i slipprov samt om granaten är isotrop eller ej. Något samband mellan anisotropi och sammansättning är inte påtaglig. Den återgivna kemiska sammansättningen har uppskattats enbart med tillhjälp av ovannämnda fysikaliska variabler ur ett av författaren framställt diagram (Frietsch 1957). Av tabellen framgår att kalciumgranaterna utgöras

Tabell II

Prov	Fyndort	n	a_0	Färg i slipprov	Istotr.	Anisotr.	Sammansättning beräknad ur n och a_0				
							An	Gr	Al	Sp	Py
53	Järnåsgruvan	1.877	12.03	svagt grön	+		96	0	1	0	2
47	St. Sirsjöbergsgruvan	1.881	12.00	brun	+		87	8	3	4	2
34	Bottenbogruvan ..	1.885	12.01	färglös	+		85	8	3	3	2
14	Bottenbogruvan...	1.881		svagt brun	+						
2	Saxå Mossgruvan..	1.869	11.98	brun	+		80	12	5	4	2
31	N. Hopakärrsgruvan	1.879	11.97				77	16	6	3	2
19	Saxengruvan e....	1.870	11.96	färglös	+		73	18	6	3	2
25	» e....	1.857	11.95				73	18	6	3	2
36	» e....	1.857		svagt brun	+						
46	Finnbergsgruvan...	1.873	11.95	brun	+		73	18	6	2	2
18	Saxengruvan c....	1.860	11.94	svagt gul		+	70	17	7	2	2
28	Sarvtjärnsgruvan b	1.840	11.93	brun		+	69	19	5	3	2
32	Saxå Mossgruvan..	1.851	11.93				69	17	6	2	2
13	S. Grötbäcksgruvan	1.855	11.93	gul	+		70	16	6	5	1
15	Saxengruvan b....	1.871	11.92	ljusbrun	+		69	16	6	5	1
35	S. Grötbäcksgruvan	1.855	11.91	färglös	+		68	17	6	5	1
30	Hammarängsgruvan	1.869	11.91				68	16	6	5	3
50	Kextjärnsgruvan ..	1.802	11.61	färglös	+		5	5	25	65	1
12	N. Grötbäcksgruvan	1.814	11.61	gul	+		7		20	75	2
57	Ö. Silvergruvan ...	1.816	11.60	svagt brun	+	(+)	3		15	80	2
29	Saxengruvan a....	1.817	11.60	färglös		+	3		25	70	2
51	Kextjärnsgruvan ..	1.816	11.59	färglös	+		3		15	80	2

huvudsakligen av andradit medan grossularhalten är mera underordnad. För almandin-spessartingruppen kan man däremot inte få någon närmare uppfattning om sammansättningen på grundval av de fysikaliska konstanterna. FORD (1915), STOCKWELL (1927) och författaren ha visat att man inte kan skilja mellan almandin- och spessartingranat utan kemisk analys. Då granaterna i prov 50, 51 och 57 förekomma i en manganrik miljö och då granaterna i prov 12 och 29 uppträda i kalkstenar med en viss manganhalt (se sid. 153), antog jag att i dessa granater spessartin ingår som dominerande ändled. Analyser visa att detta antagande är riktigt: i granaterna i prov 29 och 50 påvisades spektralanalytiskt en avsevärd mängd mangan och kemisk analys av granaterna i prov 12 och 57 gav 25.5 resp. 29.1 % MnO.

Epidot uppträder någon gång i monomineraliska massor. Oftast är den associerad med granat och amfibol. När den förekommer i kvarts-kalcitsprickor föreligger den i form av tydligt avgränsade kristaller. I regel bildar den dock oregelbundna aggregat med en kornstorlek omkring 0.1 mm. I nedanstående tabell återgivas de bestämda optiska

Tabell III

Prov	Fyndort	γ'	α'	2 $V\alpha$	$\frac{100 . Fe_2O_3}{Al_2O_3 + Fe_2O_3}$
35	S. Grötbäcksgruvan	1.782	1.743	71°	39
19	Saxengruvan e	1.780	1.741	73°	38
27	» c	1.779	1.740		37
15	» b	1.779	1.746		36
4	Laxtjärnsgruvan	1.778	1.743	72°	36
59	Ö. Högbornsgruvan	1.778	1.735		36
36	Saxengruvan e	1.778	1.741		36
24	» c	1.778	1.740		36
18	» c	1.778	1.743		36
28	» b	1.774	1.732	71°	34
58	Ö. Högbornsgruvan	1.774	1.736		34
2	Saxå Mossgruvan	1.774			34
53	Järnåsgruvan	1.771	1.735		32
14	Bottenbogruvan	1.771	1.735	75°	32
33	»	1.770	1.730	75°	30
34	»	1.768	1.728		29
54	Järnåsgruvan	1.768	1.730		29
21	Sarvtjärnsgruvan a	1.767	1.731		28
25	Saxengruvan e	1.767	1.736	73°	28
52	Järnåsgruvan	1.753	1.728		20
46	Finnbergsgruvan	1.746	1.722	73°	15

data och $Fe_2O_3/Al_2O_3 + Fe_2O_3$-kvoten enligt WINCHELL (1951) som svara mot dessa.

Felet vid ljusbrytningsbestämningarna är ± 0.002, vid axelvinkelbestämningarna ± 1°.

Ovanstående tabell visar att axelvinkelvärdena ej äro lämpade för att några närmare slutsatser om epidotens kemiska karaktär skall kunna dragas, de funna värdena visa endast att pistaciter föreligga. Ljusbrytningsvärdena ge däremot en säkrare vägledning vid bestämning av sammansättningen: dessa värden, liksom det förhållandet att de undersökta epidoternas färg varierar mellan gul och kraftigt gulgrön, visa att det genomgående rör sig om järnrika epidoter.

Ca-förande amfibol är vanligen associerad med epidot och granat. De undersökta amfibolerna omfatta dels tremolit-aktinolit, dels vanligt hornblände. Variationer kunna uppträda inom ett och samma prov och någon gång har mineralets kärnpartier annan färg än ytterzonerna. Kärnan är i regel då något mörkare. Tabell IV är en sammanställning av de optiska data som blivit bestämda för de Ca-förande amfibolerna. Av tabellen framgår att variationerna för $c : \gamma$ och $2V_\alpha$ äro så små att dessa värden endast i mindre utsträckning återspegla växlingar i sammansättningen. Ljusbrytningen uppvisar däremot större variationer. Samtidigt är det den optiska egenskap som bäst återger amfibolens

Tabell IV

Prov	Fyndort	γ'	α'	$2V\alpha$	$c:\gamma$	Färg för γ	mg enl. Foslie	Enl. Sundius atom-% $\frac{Mg}{Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Ti + Mn}$
29	Saxengruvan a	1.676	1.637		20—21°	färglös	0.655	30—53
21	Sarvtjärnsgruvan a	1.663	1.637	68°	19°	gräsgrön	0.715	51—66
34	Bottenbogruvan	1,662	1.638		24°	blågrön—grön	0.715	54—68
28	Sarvtjärnsgruvan b	1.661			17—18°	mörkgrön	0.570—0.715	55—69
14	Bottenbogruvan	1.659	1.632	80°		grön—blågrön	0.635—0.775	58—71
33	»	1.658	1.638	72°	17°		0.600—0.735	60—72
47	St. Sirsjöbergsgruvan	1.658	1.638			oliv—blågrön	0.600—0.735	60—72
40	Trolltjärnsgruvan	1.653	1.625	75°	20°	grön	0.720—0.825	66—77
58	Ö. Högbornsgruvan	1.653	1.626	75°		blek gräsgrön	0.715	66—77
59	» »	1.751	1.626			gräsgrön	0.730	70—79
2	Saxå Mossgruvan	1.651	1.626	72°	19°	grön	0.730	70—79
56	Ö. Silvergruvan	1.650	1.623		17—18°	färglöst	0.750	70—79
32	Saxå Mossgruvan	1.650			18°	blekgrönt	0.750	70—80
46	Finnbergsgruvan	1.649	1.621	80°		blågrön	0.775	72—81
13	S. Grötbäcksgruvan	1.647	1.622		23—24°	ljusgrön	0.780	65—84
56	Ö. Silvergruvan	1.644	1·621	75°	15°	brun (ej pleokr)	0.805	78—86
30	Hammarängsgruvan	1.643	1.621	80°	20°		0.815	80—87
55	Ö. Silvergruvan	1.642	1.618	75°	16°	färglös	0.835	82—88
43	Klampåsgruvan	1.637	1.613	77°	17°	blekgrön	0.895	87—92

kemiska karaktär. Ljusbrytningen i tremolit-aktinolit och vanligt hornblände är beroende dels av Mg : Fe^{2+}-förhållandet, dels av substitutionen Al : Si. Mg/Fe^{2+} + Mg-kvoten återspeglas rätt väl av ljusbrytningen, entydigast i de amfiboler hos vilka aluminium saknas, alltså i tremolit-aktinolitserien. Det är däremot icke möjligt att enbart på optisk väg uppskatta aluminiumhalten. Då i de diagram som åskådliggöra förhållandet mellan ljusbrytning och kemisk sammansättning för vanliga hornbländen (FOSLIE (1945) och SUNDIUS (1946)) Mg/Fe^{2+} + Mg-kvoten är beroende av Al : Si-förhållandet, kan icke helt entydiga siffervärden för Mg/Fe^{2+} + Mg-kvoten erhållas. De värden som avlästs ur Foslies tabell äro amfibolernas mg-tal definierat som mol. $MgO/2Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO$. Sundius tabell återger atomprocent $Mg/Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Ti + Mn$. De lägre värdena motsvara enligt Foslie Al-fria amfiboler, enligt Sundius en Al : Si-substitution Al 0.00—0.60 Si 8.00—7.40. De högre värdena representera enligt Foslie substitutionen Al 1.00—1.25 Si 7.00—6.75, enligt Sundius Al 0.60—1.40 Si 7.40—6.60.

För att erhålla en säkrare uppfattning om Al-halten i de undersökta amfibolerna utfördes spektralanalys på sex prover. I prov 21 och 33 påvisades en avsevärd mängd Al, amfibolerna i prov 40, 43, 47 och 55 höll endast en ringa mängd Al. Det synes därför sannolikt att de flesta undersökta amfibolerna som ha låg ljusbrytning och svag egenfärg tillhöra tremolit-aktinolitserien, medan de amfiboler som ha högre ljusbrytning och kraftig egenfärg äro vanliga hornbländen.

Värdena i tabell IV ha ordnats efter sjunkande ljusbrytning, varvid axelvinkeln ökar något, vilket står i god överensstämmelse med kända förhållanden. Färgvariationerna i de undersökta amfibolerna ange i stor sett en ökning av färgstyrkan med ökad ljusbrytning. Pleokroismen är $\gamma > \beta > \alpha$.

Ca-fri amfibol förekommer endast i manganrika associationer. Den uppträder i form av färglösa eller svagt grönfärgade prismor eller finfasriga fibrer. Dess axelvinkel och utsläckningsvinkel är densamma som för ett aktinolitiskt hornblände, varför den, såsom SUNDIUS (1924) påpekar, lätt kan förväxlas med ett sådant. Den höga ljusbrytningen visar emellertid att det är fråga om en cummingtonit-grünerit. Följande optiska data bestämdes:

Prov	Fyndort	γ'	α'	$2V_\alpha$	$c : \gamma$
51	Kextjärnsgruvan	1.702	1.673	85°	17°
50	Kextjärnsgruvan	1.694	1.656	85°	18°

Mätfelet för ljusbrytningen är ± 0.002, vid axelvinkelbestämningarna ± 5°.

Enligt WINCHELL (1951) motsvara de optiska värdena för prov 51 en cummingtonit med 75 molprocent grünerit, för prov 50 en cummingtonit med 66 molprocent grünerit.

Pyroxen uppträder associerad med amfibol och granat. Den är i regel färglös, någon gång är den svagt grönfärgad. Mineralet förekommer i oregelbundna, något rundade korn, som ofta sammansluta sig till monomineraliska massor. Variationen i de undersökta pyroxenernas sammansättning återspeglas av nedanstående optiska data.

Prov	Fyndort	γ'	α'	$c : \gamma$	$2V_\gamma$	$\frac{100 \cdot Mg}{Mg + Fe^{2+}}$
34	Bottenbogruvan	1.730	1.702	40°		55—57
53	Järnåsgruvan	1.728	1.701	43—44°	58°	57—58
52	»	1.722	1.689	41—43°	59°	63—68
54	»	1.718				66
47	St. Sirsjöbergsgruvan	1.713	1.689	39—41°	62°	68—73

$Mg/Fe^{2+} + Mg$-kvoten som uppskattats med tillhjälp av diagram av HESS (1949) och WINCHELL (1951) visar att det är fråga om diopsid med hög halt av hedenbergit.

Olivin har iakttagits endast i de manganrika mineralkombinationerna. Den i prov 50, Kextjärnsgruvan, befintliga är smutsgrå till färgen, bildar oregelbundna massor och har följande optiska konstanter: γ' 1.833, α' 1.795 ($\pm$ 0.002) och $2V_\alpha$ 60° ± 5°. Enligt WINCHELL (1951) motsvara dessa värden sammansättningen 68 molprocent Fe_2SiO_4, 23 molprocent Mn_2SiO_4 och 9 molprocent Mg_2SiO_4.

Plagioklas uppkommen i samband med skarnbildningen förekommer endast i ett fåtal prover. I samtliga fall synes plagioklasen ha vuxit i kalcit och bildar anhedriska kristaller. Kornstorleken kan nå upp till 0.3 mm. Plagioklasen uppvisar en mycket oregelbunden utsläckning, men i de fall där säker bestämning av utsläckningsvinklarna låtit sig utföras, angiva värdena en sammansättning motsvarande 5—10 % An. Den i hälleflintans grundmassa uppträdande plagioklasen är i de fall, där en bestämning kunnat utföras, en albit med mindre än 10 % An.

Klorit utgör i de undersökta proverna ej någon vanlig eller dominerande beståndsdel. I de få fall den påträffats, har den blekgrön färg samt en mycket låg dubbelbrytning; den har karaktären av en magnesiarik klorit med ringa halt av järn och aluminium.

Muskovit är sällsynt, förekommer endast i två av de undersökta proven. I prov 4, Laxtjärnsgruvan, uppträder den tillsammans med epidot i omkristalliserad kvarts. I prov 24, Saxengruvan c, förekommer den associerad med turmalin.

Turmalin i ovannämnda prov 24 bildar små (upp till 0.15 mm långa) prismatiska kristaller. Pleokrismen är tydlig: ω ljusblå; ε nästan färglös eller blekviolett.

Skapolit har påträffats endast i Järnåsgruvan. Den uppträder i mycket oregelbundna tavelformiga kristaller med en storlek upp till 1.5 mm.

I regel är den starkt korroderad och full med inneslutningar av kalcit och diopsid. Dubbelbrytningen har i två fall uppmätts till 0.011 och 0.012, vilket enligt Sundius (1919) och Winchell (1951) skulle motsvara en skapolit med sammansättningen $Ma_{20}Me_{80}$.

Baryt förekommer i de nordvästligaste gruvorna vid Saxen. Halten av detta mineral är anmärkningsvärt hög. Volumetrisk analys av prov 29, Saxengruvan a, och av prov 15, Saxengruvan b, visar 5.9 %, resp. 2.5 % baryt. Den uppträder i anhedriska kristaller, i förstnämnda prov associerad med kalcit, amfibol och granat, i det andra provet med kvarts och epidot. Följande optiska konstanter karaktärisera mineralet.

Prov	γ'	α'	$\measuredangle 2V_{\gamma}$
29	1.648	1.637	35° ± 1°
15			35° ± 1°

I båda proven påvisades förekomsten av Ba genom kvalitativt prov.

Sambandet mellan skarn- och malmbildning

För att belysa uppfattningarna rörande sambandet mellan skarnbildning och malmbildning ges här en kortfattad översikt av olika arbeten över de mellansvenska malmernas genesis.

Enighet synes för närvarande råda beträffande de skiktade malmernas sedimentära ursprung, och att de äro intimt förknippade med hälleflintformationens anläggning. Beträffande skarnmalmernas ursprung föreligger däremot rätt divergerande åsikter. Problemet har bl. a. behandlats i följande monografier: av Geijer (1923) i »Riddarhytte malmfält», av Sundius (1922) i »Grythyttefältets geologi» och av Magnusson (1925) i »Persbergs malmtrakt» samt (1929) i »Nordmarks malmtrakt». Geijer har 1946 formulerat följande sammanfattning: »Sundius och Magnusson förlade båda den ursprungliga anläggningen av malmerna till leptitformationens bildningstid, medan den förre ansåg dem ha färdigbildats i deras nuvarande aspekt redan från början, ville Magnusson hänföra den nuvarande mineralkombinationen och strukturen, i stort som i detaljer, till urgranitepoken. Geijer delade denna sistnämnda åsikt, men ansåg, i motsats till Magnusson, att även den första ansamlingen av malmmaterialet skett under samma epok.»

De skiktade malmerna äro mest lämpade för ett studium av skarnbildningens förlopp. I dessa kemiskt-sedimentära malmer, till anläggningen intimt förknippade med hälleflintformationens bergarter, avsattes samtidigt med dessa karbonat av kalcium, magnesium, mangan och järn. Möjligt är att även hämatit eller limonit bildades i nära anslutning till sedimentationen. I samband med de regionalmetamorfa processer som överförde hälleflintorna till leptiter, inträffade en kalksilikatbildning. Hälleflinta lämnade Al och Si, järnoxidmalm Fe och karbonatsten Ca, Mg, Mn och Fe till silikatbildningen. Samtidigt övergick järnet från hämatit eller limonit till magnetit. I samband med dessa processer skedde omflyttningar som i en del fall kom att utplåna de sedimentära dragen. Denna typ av silikatbildning har av MAGNUSSON (1925) benämnts reaktionsskarnbildning.

Om man i de skarnförande sedimentära malmerna kan tämligen entydigt klarlägga skarnbildningens förlopp, så äro för de egentliga skarnmalmernas del förhållandena mera komplicerade. Förutom reaktionskarnbildning finnes här möjligheten för en skarnbildning i samband med koncentrationen av malmmaterialet ungefär som en kontaktmetasomatisk bildning. En reaktionskarnbildning kan givetvis ha förekommit även i de fall, där fyndighetens kemiskt-sedimentära drag icke äro skönjbara. Enbart en mycket oregelbunden fördelning av järnoxid och skarn behöver sålunda ej innebära ett kontaktmetasomatiskt ursprung. I samband med skarnbildningen kan nämligen omflyttningar av sådana dimensioner ha försiggått, att alla ursprungliga drag förstörts. Sådana exempel ha av Magnusson flerstädes påvisats. Ett ytterligare exempel på en sådan utveckling från skiktad jaspilitartad malm till oregelbunden skarnmalm i Grythyttefältet synes föreligga i serien N. Grötbäcksgruvan—S. Grötbäcksgruvan—Bottenbogruvan.

Sundius sammanför alla malmer, vilka sakna tydligt sedimentära strukturdrag under benämningen skarnmalmer. Han antar ett kontaktmetasomatiskt ursprung för dessa malmer och anser att skarnbildningen framkallats av de malmbildande lösningarna själva. Argumenteringen för skarnmalmernas kontaktmetasomatiska ursprung är följande. Den malmerna omgivande berggrunden klassificeras av Sundius som tillhörande »hälleflintfacies», motsvarande Eskolas grönskifferfacies. Den för hälleflintorna utmärkande mineralparagenesen består av albit, sericit, biotit, klorit och kalcit. För skarnen kunna följande mineral anses vara karakteriserande för paragenesen: kalcit, biotit, epidot, andradit, tremolit-aktinolit, hornblände och diopsid. Denna association motsvarar i huvudsak epidot-amfibolitfacies. Skarnassociationerna representera således en högre metamorfosgrad än den omgivande berggrunden och därför skulle kalksilikaten i skarnmalmerna ha bildats av de malmförande lösningarna på kontaktmetasomatisk väg.

Skillnaden i mineralfacies mellan hälleflintor och skarnassociationer kan förklaras genom att vid ändrade tryck- och temperaturförhållan-

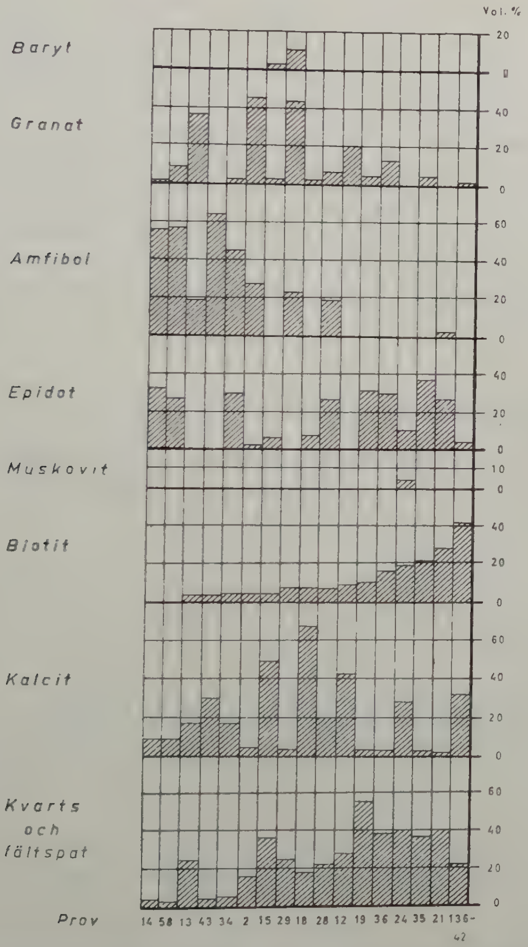


Fig. 3. Mineralsammansättningen (uttryckt i vol.-%) i prover ifrån manganfattiga skarnmalmer i Grythyttefältet. Prov 136—42 är från N. Grötbäcksgruvan.
Mineral composition (expressed in % by volume) of some samples of the skarn iron ores poor in manganese in the Grythytte field.

den ha de karbonatrika associationerna ändrat mineralsammansättning snabbare än hälleflintorna.

En del av skarnmalmerna i Grythyttefältet ha dock strukturella drag bevarade vilka tyda på ett sedimentärt ursprung. Så är t. ex. fallet i Finnbergsgruvan, i vilken järnmalm, hälleflinta och kalksten växellagra med varandra; i Högbornsfältet finnas alla övergångar mellan vackert skarnrandig och massformig malm. Vad som emellertid synes mig vara avgörande för tolkningen av skarnbildningens förlopp är, att såväl i de sedimentära malmerna som i skarnmalmerna uppträda mineralassociationer som tyda på samma metamorfosgrad. Detta talar för att skarnbildningen i såväl de sedimentära malmerna som skarnmalmerna kan ha skett på ett likartat sätt. Om man för de sedimentära malmerna anser att en reaktionsskarnbildning föreligger finnes därför enligt min mening ingenting som utesluter ett sådant betraktelsesätt även för skarnmalmerna.

Ehuru givetvis bindande bevis mot en skarnbildning av kontaktmetasomatisk karaktär icke kunna förebringas framgår av det ovan anförda att även de s. k. skarnmalmerna kunna förklaras som reaktionsskarnbildningar.

Mineralogiska och kemiska förändringar under skarnbildningen

Som ovan nämndes är skarnbildningens förlopp klarast manifesterad i de skiktade-sedimentära järnmalmerna. Skarnen bildas här ur det före förskarningen existerande materialet. För reaktionsskarnbildningen tänker sig Magnusson (1953) följande betingelser som utslagsgivande. Andradit bildas när Mg-halten i karbonatstenen är låg, vid högre Mg-halt uppkommer pyroxen (diopsid-hedenbergit) tillsammans med granat. Vid ännu högre Mg-halt bildas aktinolit. Där hälleflintmaterial varit närvarande skulle epidot och vanligt hornblände komma till utbildning. Emellertid synes mig, att man inte enbart kan fästa avseende vid ursprungsmaterialet, utan att även olikheter i fördelningen av tryck och temperatur under regionalmetamorfosen måste ha varit av avgörande betydelse, då ett och samma ursprungsmaterial vid olika pT-betingelser ger olika mineralkombinationer.

För att belysa variationerna i mineralproportioner i skarnassociationerna i Grythyttefältet ha ett antal volumetriska analyser utförts, resultatet återgives i fig. 3. Järnoxiderna ha frånräknats och de övriga mineralen omräknats till 100 %. De undersökta proven representera samtliga manganfattiga associationer, med undantag av prov 12 och 29, där man har att räkna med en viss manganhalt i karbonatstenen (se sid. 153). Halterna av granat, epidot och amfibol ha omräknats till 100 % och värdena ha avsatts i ett triangeldiagram (fig. 4). Halterna av biotit, angiven i volymsprocent av totala summan biotit, granat, epidot och amfibol, ha vidare angivits i diagrammet. Den i prov 19, 21, 35 och 43 i underordnad mängd förekommande kloriten har här inräknats i biotiten. Växlingarna i mineralfördelningen i de undersökta skarnassociationerna kunna vara betydande, varför de ur slipproven erhållna värdena endast i grova drag äro representativa för resp. skarntyp. Vissa huvuddrag i mineralfördelningen kunna likväl belysas. Av fig. 4

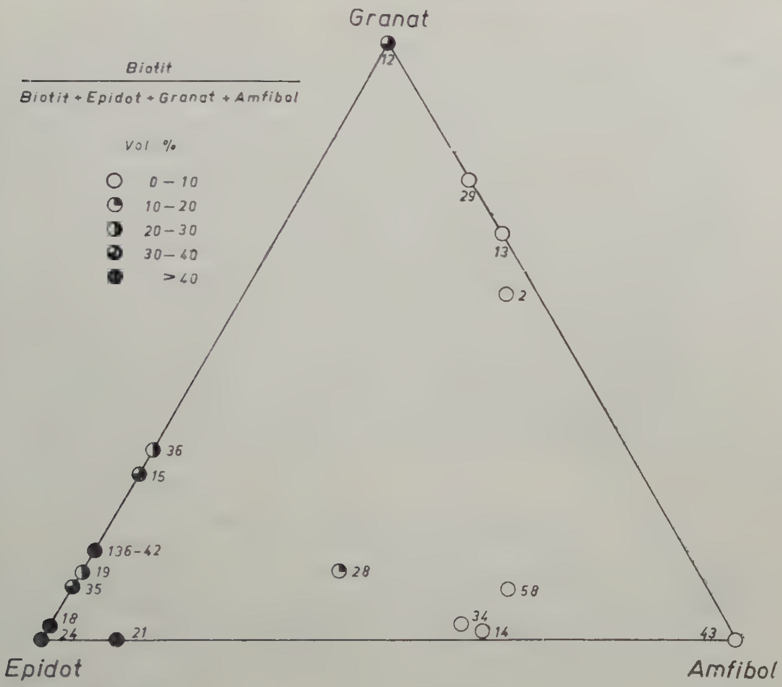


Fig. 4. Fördelningen av biotit, epidot, granat och Ca-rik amfibol i Mn-fattiga skarnparageneser. Förhållande anges i vol.-%.
The distribution of biotite, epidote, garnet and Ca-rich amphibole in skarn associations poor in manganese. The proportions are indicated in % by volume.

framgår att de höga biotithalterna äro väl samlade i epidothörnet, under det att prover med högre amfibolhalt genomgående äro biotitfattiga. Detta tyder på att biotit måste ha tagits i anspråk vid bildningen av amfibol, ty de lägsta biotithalterna förekomma i amfibolhörnet. Av prov 12 i diagrammet framgår att biotit inte förbrukats vid granatbildningen, detta prov representerar en granatrik skarnassociation med en hög biotithalt.

I fig. 5 visas en sammanställning av variationerna i mineralens sammansättning i de olika skarnparageneserna. En huvudindelning i manganfattiga och manganrika associationer har genomförts. Denna indelning är lik den på s. 137 berörda, frånsett att skarnen i de skiktade blodstensmalmerna och i de manganfattiga skarnmalmerna bägge sammanförts under benämningen manganfattiga associationer. Den vidare grupperingen har gjorts på grundval av de kvantitativt dominerande mineralen granat, epidot, amfibol och pyroxen. Prover med samma mineralkonstellation t. ex. granat-epidot, granat-amfibol, enbart granat

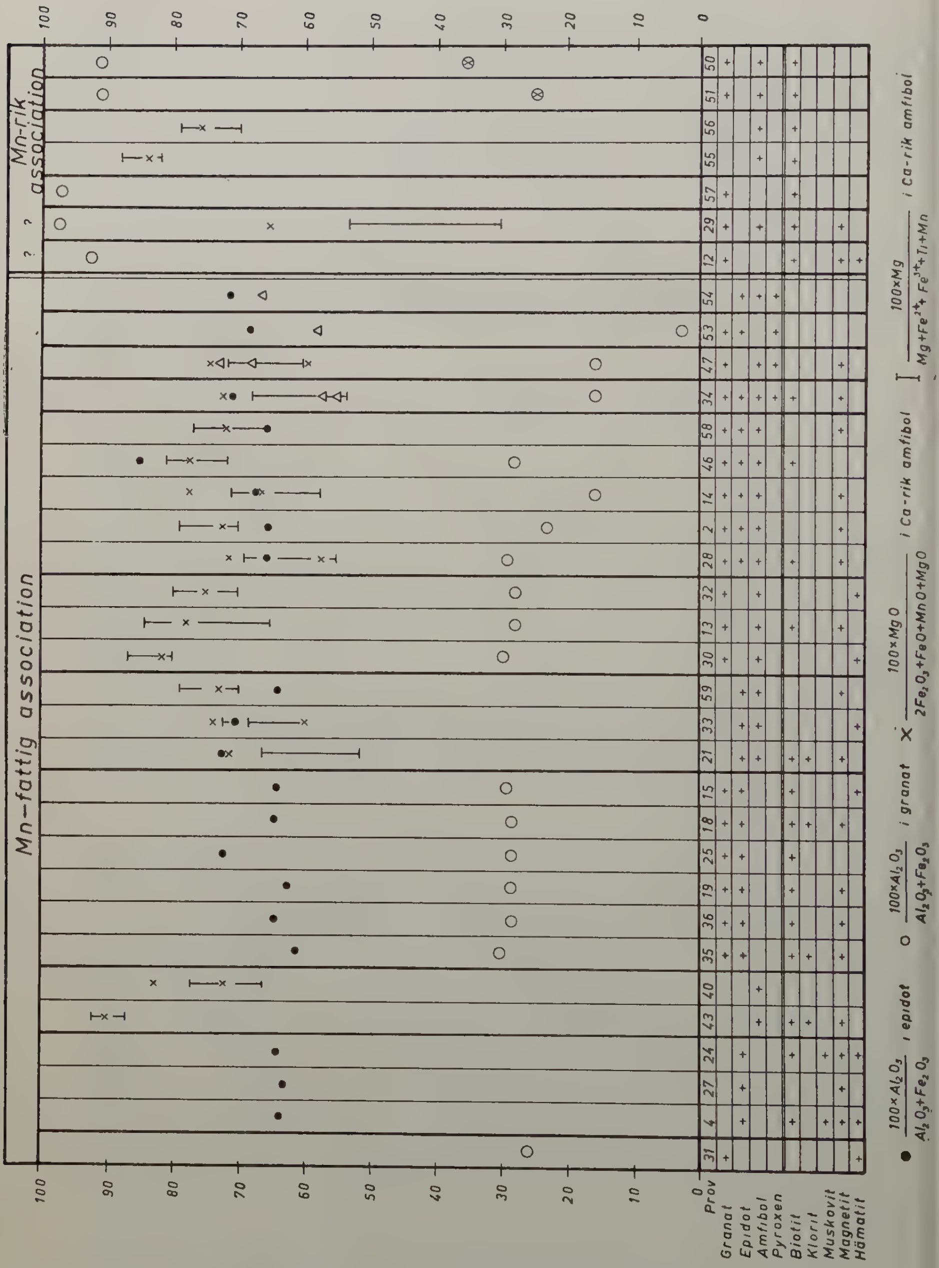


Fig. 5. Molekylarkvoterna i de skarnbildande mineralgrupperna i Grythyttefältet.
The molecular quotients of the skarn-forming mineral groups in the Grythytte field.

etc. ha grupperats för sig. Dessutom har i tabellen angivits om biotit, muskovit, klorit, magnetit och hämatit finnas närvarande i provet. I tabellen ha de kvoter markerats, vilka kunna belysas av de optiska bestämningarna och som ha verifierats och kompletterats med några kemiska analyser.

Ett direkt mått på metamorfosgraden har man i de uppkomna mineralassociationerna. I fig. 5 har de manganfattiga associationerna grupperats så att de från vänster till höger motsvara en förmodad ökning av metamorfosgraden. Tabellens vänstra del domineras av biotit, granat och epidot, dess högra del domineras av epidot, granat, amfibol och pyroxen.

Det mest påfallande i fig. 5 är skillnaden i kvotvärdena hos ett och samma mineral i manganfattiga och manganrika skarnparageneser. Men även inom var och en av de båda huvudgrupperna förekomma vissa variationer.

Manganfattiga associationer.

Vi betrakta först de manganfattiga associationerna. Såsom tidigare visats förekommer inom epidoterna vissa variationer i $Al : Fe^{3+}$-förhållandet. Kvotvärdena ligga i de icke amfibolförande och monomineraliska parageneserna mellan 0.61 och 0.64 (i ett fall 0.72). Så snart amfibol — här avses i fortsättningen Ca-rik sådan — och pyroxen komma in i associationen stiga dessa kvoter och ligga mellan 0.64 och 0.72 (i ett fall 0.85). Liknande förhållanden konstaterades av TILLEY (1923) i samband med progressiv metamorfos av klorit-epidot-albitskiffrar som övergå i hornblände-epidot-albitskiffrar genom att kloriten förbrukats under bildning av hornblände. Den epidot som uppträder i de högre metamorfa skiffrarna har en högre $Al/Fe^{3+} + Al$-kvot än epidoten i klorit-epidot-albitskiffrarna.

I fig. 6 har $Al/Fe^{3+} + Al$-kvoten för såväl granat som epidot kombinerats. Dessutom har i diagrammet förekomst av biotit, amfibol och pyroxen i resp. prov utmärkts. Av diagrammet framgår, att de prov som karakteriseras av mineralkombinationen biotit-epidot-granat äro tämligen väl samlade i en grupp. $Al/Fe^{3+} + Al$-kvoten för granat i dessa prover ligger mellan 0.28 och 0.30, för epidot mellan 0.61 och 0.64. När epidot- och biotithalten minskar och proverna karakteriseras av mineralkombinationen epidot-granat-amfibol-pyroxen, sker en spridning av punkterna inom diagrammet, vilken visar att $Al/Fe^{3+} + Al$-kvoten för granat minskat till 0.03—0.23 och för epidot ökat till 0.66—0.69. Epidoten i prov 46, Finnbergsgruvan, har en hög $Al/Fe^{3+} + Al$-kvot $= 0.85$ och skiljer sig sålunda från de övriga med amfibol och granat associerade epidoterna.

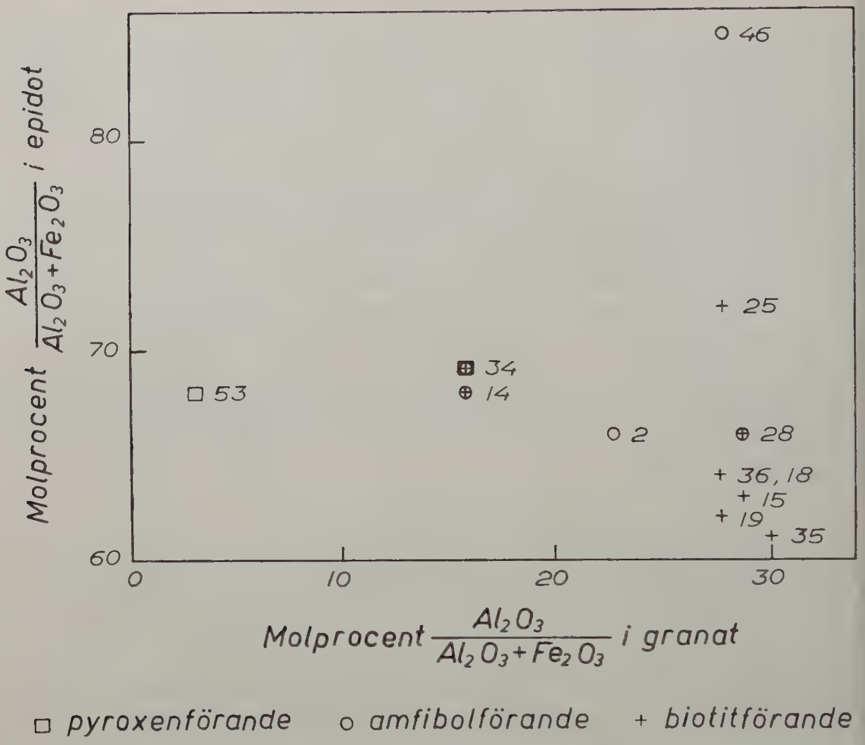


Fig. 6. $Al_2O_3/Fe_2O_3 + Al_2O_3$-kvoten i koexisterande granat och epidot. Förutom provets nummer har utmärkts, om provet är biotit-, amfibol- resp. pyroxenförande.
The quotient $Al_2O_3/Fe_2O_3 + Al_2O_3$ in co-existing garnet and epidote.

Av fig. 5 framgår att någon relation för amfibolens Mg : Fe^{2+}-förhållande och den mineralassociation i vilken den uppträder icke kan utläsas.

Koexisterande amfibol och pyroxen i mer avsevärd mängd förekomma endast i prov 34 och 47 (i prov 54 uppträder amfibol mycket underordnat gentemot pyroxen). Vad som är av intresse, när amfibol och pyroxen finnas i samma prov, är fördelningen av Mg och Fe^{2+} mellan dessa mineral. Av fig. 5 framgår att $Mg/Fe^{2+} + Mg$-kvoten i prov 34 och 47 praktiskt taget är densamma för bägge mineralen. Dessa två element synas fördela sig lika i koexisterande amfibol och pyroxen.

För de manganfattiga skarnparageneserna ger undersökningen följande bild av skarnbildningsförloppet. Samtidigt med en viss omkristallisering i hälleflintan sker en första mobilisering i malmen: i sprickor avsättas därvid järnoxider, kvarts och biotit. Ett anmärkningsvärt drag är, att man i föga påverkade jaspiliter finner biotit, medan klorit mera sällan påträffas i dessa. Av ljusbrytningen och av den ljusgröna färgen framgår att det är fråga om magnesiarika biotiter (jfr s. 138). TILLEY (1928), PHILIPS (1931) och WISEMAN (1934) ha beskrivit biotiter med motsvarande optiska egenskaper från lågmetamorfa områden och de ha funnit att biotiten är magnesiarik.

Som en samtidig eller något senare bildning än biotit uppträder epidot. Mineralrelationerna i det här undersökta materialet antyda att epidot är en reaktionsprodukt mellan kalcit, järnoxid och fältspat:

kalcit + hämatit + fältspat + vatten = epidot + kvarts + koldioxid + alkalier

RAMBERG (1944) har visat att epidot bildas som en reaktionsprodukt mellan kalcit och klorit, samtidigt uppkommer järnrik aktinolit eller talk beroende på kloritens Mg : Fe^{2+}-förhållande. I de undersökta proven har talk inte påträffats, däremot är associationen epidot-amfibol vanlig. Fig. 5 visar att de med epidot koexisterande amfibolerna i några fall äro Fe^{2+}-rika aktinoliter. Man kan därför icke helt utesluta möjligheten att amfibol i vissa fall kan ha bildats ur klorit enligt formeln

kalcit + klorit + kvarts = epidot + aktinolit + vatten + koldioxid

Föreligger emellertid mangan i tillräcklig koncentration i ursprungsmaterialet, utan att fyndigheten för den skull kommer att karakteriseras av självständiga manganmineral, uppträder granat som ett mycket tidigt mineral. En empiriskt vunnen erfarenhet är att granater bildade under lågmetamorfa förhållanden visat innehålla en avsevärd manganhalt (se bl. a. GOLDSCHMIDT (1921), TILLEY (1928) och TURNER-VERHOGEN (1951)). I N. Grötbäcksgruvan, som karakteriseras av låg metamorfosgrad, och där en del av malmen utgöres av jaspilit, har en granat med avsevärd manganhalt (13.4 % MnO) bildats. Orsaken därtill är, att den med malmen associerade karbonatstenen innehåller 6.1 % $MnCO_3$ (SUNDIUS (1922)). Granaten från nordvästligaste Saxengruvan (prov 29) är likaså rikligt manganförande. SUNDIUS (1922) anger att den där förekommande kalken »anlöper svart vid vittring och torde därför vara ej obetydligt Mn-haltig». Emellertid tyda vissa andra drag i denna fyndighet på att en högre metamorfosgrad förelegat, t. ex. att amfibol finnes associerad med granat.

Granatens karaktär av reaktionsskarnmineral är särskilt påtaglig, vilket tidigare framhållits av LINDROTH (1920) samt av GEIJER och MAGNUSSON (1944). Detta framgår även tydligt av ett slipprov från Knuthöjden (fig. 7). Här iakttages en magnetitförande hälleflinta i kontakt med kalcit. I kontaktzonen har granat uppstått under förbrukande av järnoxiderna, vilket framträder däri att en ca. 0.1 mm bred hälleflintzon, som gränsar mot granaten, är så gott som fri från

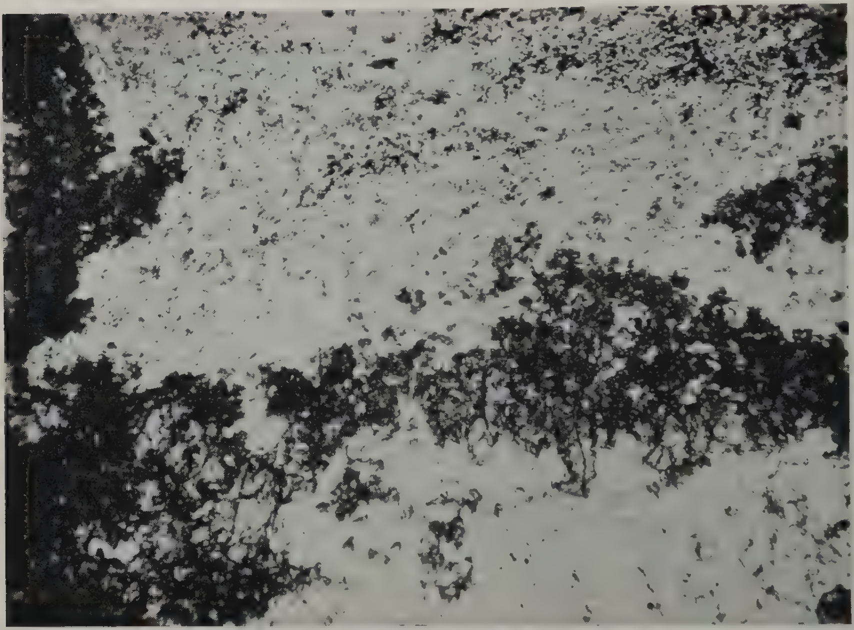


Fig. 7. Granatskarn, Knuthöjden. Granat växande mellan kalcit (nedre högra hörnet) och magnetitförande hälleflinta (övre hälften av bilden). Genomfallande ljus. × 38. *Garnet-skarn growing between calcite (lower right corner) and magnetiferous hälleflinta (upper half of the picture). Ord. light.* × *38.*

malmkorn. Den på detta sätt bildade granaten är en andradit och bildningsförloppet kan skrivas

kalcit + hämatit + kvarts = andradit + koldioxid.

Ovan har antytts att amfibol uppkommer samtidigt med epidot som en reaktionsprodukt mellan kalcit och klorit, den bildade amfibolen har aktinolitisk sammansättning. Emellertid har även tidigare redogjorts för att biotit måste ha deltagit i amfibolbildningen. När pT-betingelserna föranleda bildning av amfibol kommer biotiten att försvinna och härvid bortföres K och större delen av Al, medan Mg och Fe^{2+} ingå i amfibolen i samma förhållande som i biotiten och en del Al upptages i amfibolen. Då biotiten är magnesiarik kommer tremolit att bildas enligt

kalcit + biotit = tremolit + koldioxid + vatten + K + Al.

Vid något högre temperatur uppkommer pyroxen (diopsid) enligt

tremolit + kalcit + kvarts = diopsid + koldioxid + vatten.

De resultat som framkommit i föreliggande undersökning i fråga om de manganfattiga skarnassociationerna i Grythyttefältet kunna sam-

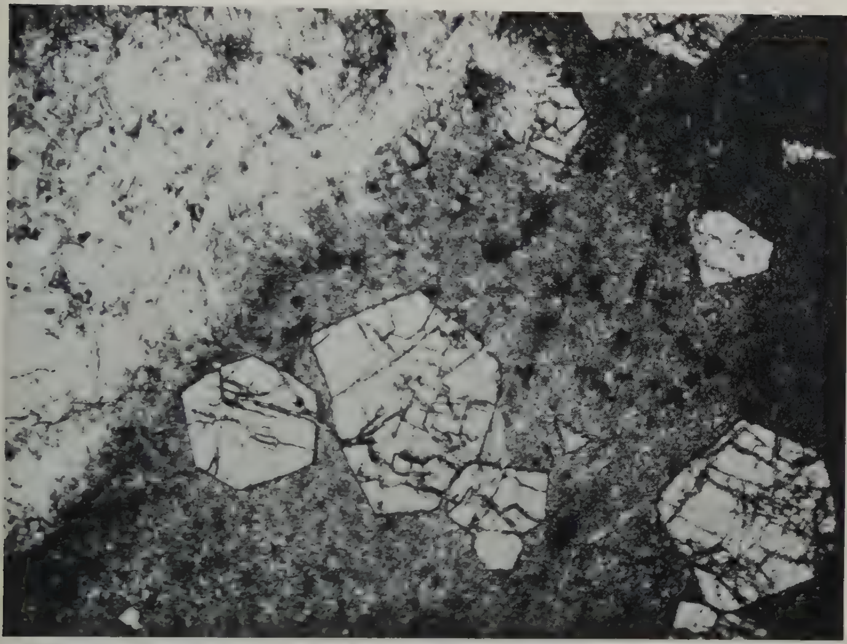


Fig. 8. Granater växande i biotit, i övre vänstra hörnet grünerit. Kextjärnsgruvan. Genomfallande ljus. × 35.
Garnets growing in biotite; in the upper left corner grünerite may be discerned. Ord. light. × 35.

manfattas sålunda: ursprungsmaterialet har varit karbonatsten, järnoxid, fältspat och kvarts och genom regionalmetamorfa processer ha skarnassociationer karakteriserade av biotit, epidot, granat, amfibol och pyroxen uppkommit. Biotiten som bildas som ett tidigt mineral är i regel magnesiarik. Epidot bildas samtidigt med biotit eller något senare. Genomgående ha pistaciter uppkommit, i mineralkombinationer bestående av epidot-biotit-granat är epidotens Al : Fe^{3+}-förhållande lägre än i associationer i vilka epidot uppträder tillsammans med amfibol och pyroxen. Granat bildas på ett mycket tidigt stadium om mangan föreligger i större koncentration i ursprungsmaterialet, härvid bildas spessartinrik granat. I övriga fall bildas andradit med inblandning av grossular. I associationen granat-amfibol-pyroxen uppträda mera utpräglade andraditer än i mineralkombinationer vilka karakteriseras av granat-biotit-epidot. De amfiboler som bildats tillhöra i regel tremolit-aktinolit-serien, i några fall förekommer vanligt hornblände. Den bildade pyroxenen är en hedenbergitisk diopsid.

Manganrika associationer

De manganrika parageneserna äro representerade endast genom Ö. Silvergruvan och Kextjärnsgruvan. Typiska skarnmineral för dessa fyndigheter äro spessartin, grünerit och knebelithaltig olivin. Dessutom förekommer rikligt en grön biotit.

Utmärkande för dessa skarnparageneser är att de förekommande mineralen äro Ca-fattiga eller Ca-fria. Med utgångspunkt från Ö. Silvergruvan, förklarar SUNDIUS (1922) detta med att den tidigaste fasen i skarnbildningen i dessa fyndigheter var en metasomatisk omvandling av kalkstenarna, varvid Ca och Mg ersattes av Mn och Fe^{2+}. Utgångsmaterialet vid skarnbildningen skulle sålunda ha varit ett annat än för de manganfattiga skarnen.

Prov 51, Kextjärnsgruvan, visar att skarnbildningen i de manganrika fyndigheterna försiggått i olika etapper. I detta prov (fig. 8) förekommer en biotit med tydlig »bandning» framkallad av att biotiten mörkfärgats genom inverkan av en ringa halt zirkon. I biotiten växa vackert idiomorfa granater tydligt övertvärande »bandningen». Såväl biotiten som granaten genomtväras av grüneritisk amfibol. Här ersättes sålunda biotit av spessartin, vilken i sin tur ersättes av grünerit. Den knebelitförande olivinen, som uppträder i dessa associationer, kan tolkas som en reaktionsprodukt mellan spessartin och grünerit. Detta visas av fig. 9 där olivin bildar en reaktionszon mellan spessartin och grünerit-biotit.

Granaterna i de manganförande associationerna äro Ca-fattiga och Mn—Fe^{2+}-Al-rika, vilket framgår av tabell II. Amfibolen, som förekommer, har på grundval av de optiska konstanterna befunnits vara en grünerit. $Mg/Fe^{2+} + Mg$-kvoten för grüneriten i prov 50 och 51 är i enlighet med Winchell 0.35 resp. 0.25. SUNDIUS (1924) har analyserat en amfibol från Kextjärnsgruvan och funnit den vara en grünerit med följande kemisk sammansättning.

SiO_2	52.98
Al_2O_3	—
Fe_2O_3	0.60
FeO	21.93
MnO	8.03
MgO	13.58
CaO	0.29
Na_2O	sp.
K_2O	sp.
H_2O	2.36
CO_2	0.00
	99.77

γ 1.679 α 1.650
2V (ber.) 87°
c : γ 16°

Optiska data för amfibol i prov 50 och 51 är i stort desamma som för ovanstående grünerit. Det är troligt att vi i bägge fallen ha en mangan-

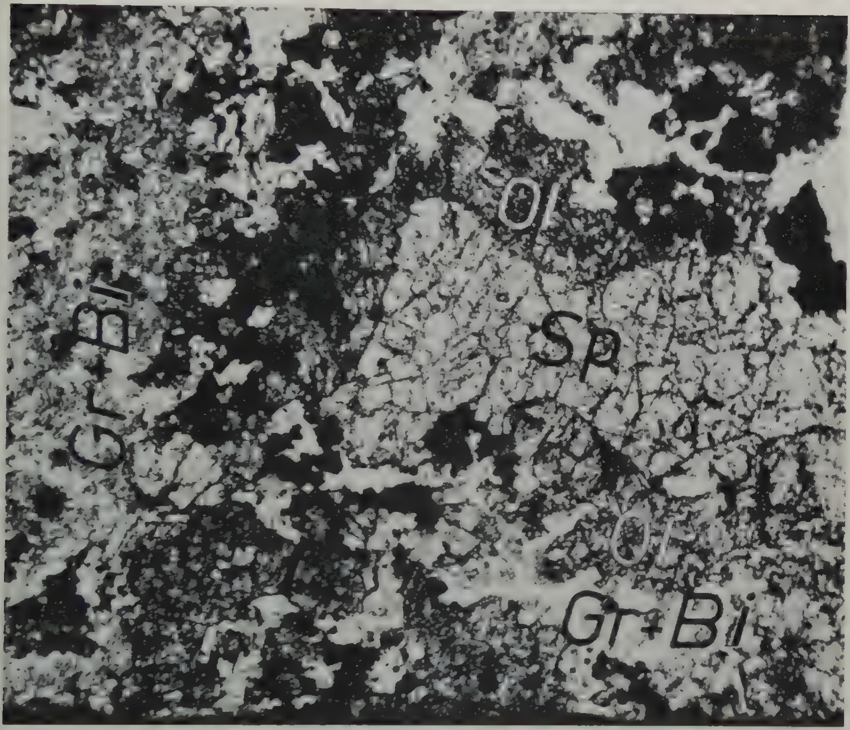


Fig. 9. Bräm av knebelitförande olivin (Ol) runt spessartin (Sp), omgivet av grünerit (Gr), biotit (Bi) och magnetit (helsvart). Kextjärnsgruvan. Genomfallande ljus. × 62. *Spessartite (Sp) surrounded by knebelite-bearing olivine (Ol); the other minerals are grünerite (Gr), biotite (Bi), and magnetite (black). Ord. light. × 62.*

förande grünerit. Olivinen från Kextjärnsgruvan har enligt de optiska konstanterna följande sammansättning: 68 molprocent Fe_2SiO_4, 23 molprocent Mn_2SiO_4 och 9 molprocent Mg_2SiO_4. Nedan angives huru Mg, Fe^{2+} och Mn fördela sig mellan spessartin, grünerit och knebelithaltig olivin.

	$\frac{MgO}{MgO + FeO + MnO}$	$\frac{FeO}{MgO + FeO + MnO}$	$\frac{MnO}{MgO + FeO + MnO}$
Spessartin	0.01	0.16	0.83
Grünerit	0.45	0.40	0.15
Olivin	0.09	0.68	0.23

Kvoterna för spessartin äro beräknade ur värdena i tabell II, för grünerit äro de tagna ur den av Sundius gjorda kemiska analysen och för olivin ur de optiska bestämningarna.

Tidigare har visats att man för Kextjärnsgruvan kan konstatera en tämligen klar ordningsföljd för uppkomsten av dessa skarnmineral. Under förutsättning att här liksom i Ö. Silvergruvan förelegat en karbonatsten rik på $MnCO_3$ och $FeCO_3$, och att ordningsföljden för de bildade skarnmineralen är biotit-spessartin-grünerit, kan följande schematiska reaktionsförlopp uppställas för skarnbildningen i dessa Mn-förande fyndigheter. Den först bildade biotiten upptar K, Mg, Fe^{2+}, Al och troligen i mindre mängd Mn (halten av detta element i biotit är okänd då kemisk analys saknas och optiskt kan denna inte bestämmas). Då såväl spessartinen som grüneriten bildats på bekostnad av biotiten, uppta bägge dessa de för bildningen nödvändiga elementen ur biotiten. Den först bildade granaten anrikas huvudsakligen på Mn och Al, halten av Mg och Fe^{2+} är relativt låg. Kvarvarande Mg och Fe^{2+} går in i grüneriten. I denna anrikas dessa element i förhållande till Mn. Olivinens ställning i detta sammanhang är mera osäker. Såsom ovan påpekats har olivin sannolikt uppkommit på grund av att associationen spessartin-grünerit inte är stabil, utan dessa två mineral reagera med varandra under bildning av olivin. Emellertid förekommer även spessartin i direkt kontakt med grünerit, men dock endast i mindre mängd. Däremot är associationen grünerit-olivin rikligt förekommande. På grundval av att man aldrig finner grünerit utan association med resterande olivin, förklarar SUNDIUS (1922) att grünerit skulle ha uppkommit ur olivinen. Olivin i association med spessartin och grünerit anrikas på Fe^{2+}; Mn och Mg förekomma endast i mindre mängd.

I Ö. Silvergruvan uppträder i prov 55 och 56 en aktinolitisk amfibol. Dessa prover äro rika på karbonatsten, och det är troligt att det är den manganfattiga »vita kalkstenen» (SUNDIUS 1922, sid. 308) som givit upphov till dessa Ca-rika amfiboler i en för övrigt Ca-fattig miljö.

Summary

The present paper deals with skarn associations from mines and exploratory works in the Grythytte field. The localities from which the investigated material comes are shown in fig. 1. In broad outline the deposits have been divided according to SUNDIUS' (1922) division, namely in bedded hematite ores, skarn iron ores poor in manganese and manganiferous carbonate-skarn ores. Owing to the high content of manganese in the ore analysis, the Järnås Mine has formerly been reckoned to the manganiferous carbonate-skarn ores. In the samples investigated by the author no special manganese minerals were found, which is shown both by the optical determinations and by the chemical analyses of the minerals which characterize skarn associations from the deposit. On that account the deposit has in this investigation been assigned to the group of skarn iron ores poor in manganese.

The purpose of the present study was to illustrate the variations in different skarn mineral associations by an investigation of the optical properties of the skarn minerals together with chemical and spectrographical analyses, and from the results gained to find bases of interpretation of the genesis of the ores.

The author considers that the skarn minerals in all investigated deposits are true recrystallization products of heterogeneous calcareous rocks and that the skarn-forming process is connected with the regional metamorphism of the supracrustal rocks. In some deposits that have been classified as so-called skarn ores (expressing a contact meta-

somatic origin of these deposits) clear sedimentary features are found. A conclusive argument for the interpretation of the skarn formation is that in both the sedimentary ores and the skarn ores, skarn mineral associations occur that indicate the same degree of metamorphism. It seems to favour the belief that the skarn formation in the sedimentary ores as well as in the skarn ores can have occured similarly.

The investigation gives the following picture of the skarn formation in the skarn associations poor in manganese. Contemporaneously with the recrystallization of the hälleflinta, mobilization of the ore occured and a Mg-rich biotite resulted. Epidote (pistacite) occurs as a simultaneous or somewhat later formation than biotite. The presence of manganese in the rocks in such concentrations that the deposit may not be characterized by minerals rich in manganese implies the occurence of garnet (spessartite). In rocks free from manganese, andradite-grossularite will be formed simultaneously with epidote. When P—T-conditions give rise to the formation of amphibole, it is possible for Mg and Fe^{2+} to enter in to the amphibole with the results that biotite disappears. This is shown in fig. 4. Samples with a high content of amphibole are throughout poor in biotite. At the same time the epidote becomes richer in Al. From fig. 5 will be seen that the Al : Fe^{3+} + Al-quotient in epidote in biotite-epidote bearing samples is between 0.61 and 0.64, but in epidote-amphibole-pyroxene bearing samples between 0.64 and 0.72. On the other hand the Al : Fe^{3+}-ratio of garnet diminishes with an increase in the degree of metamorphism. Fig. 6 shows that the Al: Fe^{3+} + Al-quotient in garnet in samples which are characterized by the mineral combination biotite-epidote-garnet is between 0.28 and 0.30. When the content of biotite and epidote decreases and the samples are characterized by the association epidote-garnet-amphibole-pyroxene the Al : Fe^{3+} + Al-quotient in garnet diminishes to 0.03—0.23. The amphiboles formed usually belong the tremolite-actinolite series. In some samples common hornblende occurs. The pyroxene formed is a diopside with a high content of hedenbergite. From Table V is seen that Mg and Fe^{2+} are equally distributed between amphibole and pyroxene.

Typical skarn minerals of the associations rich in manganese are spessartite, grünerite and olivine containing some manganese and biotite. The leading feature of these minerals is that they are free from Ca. The rocks from which the associations rich in manganese have been formed have a composition differing from rocks from which manganese-poor associations have resulted; the carbonate that existed before the skarn formation was rich in $MnCO_3$ and $FeCO_3$ and only contained a small amount of $CaCO_3$.

Taking the Kextjärn Mine as a basis, it is possible to show that the skarn formation in the paragenese rich in manganese took place in a given order: the first formed mineral, biotite, is replaced by spessartite which in turn is replaced by grünerite. The position of the knebelite-bearing olivine is uncertain in this connection: in part it may be a reaction product between spessartite and grünerite, and in part it may have arisen as a secondary mineral from olivine.

The first formed biotite takes up Mg, Fe^{2+}, Al and some Mn. Both spessartite and grünerite are formed at the expense of the biotite. The first mentioned takes up mainly Mn and Al, and in the biotite remaining Mg and Fe^{2+} go to form grünerite. Olivine in association with spessartite and grünerite is enriched in Fe^{2+}; Mgand Mn are only represented in smaller quantities.

Litteratur

G. F. F. = Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar.
S. G. U. = Sveriges geologiska undersökning.

Burri, C., 1950: Das Polarisationsmikroskop. Verlag Birkhäuser. Basel.

Ford, W. E., 1915: A study of the relations existing between the chemical, optical and other physical properties of the members of the garnet group. Am. Jour. Sci., 4th ser. Vol. XL.

Foslie, S., 1945: Hastingsites, and amphiboles from the epidote-amphibolite facies. Norsk Geol. tidskr., Bd. 25.

Frietsch, R., 1957: Determination of the composition of garnets without chemical analysis. G. F. F., Bd. 79.

Geijer, P., 1923: Riddarhytte malmfält. Geologisk beskrivning. Kungl. Kommerkoll., Beskr. över mineralfyndigheter, 1.

— 1946: Utforskandet av de mellansvenska järnmalmerna 1921—1946. G. G. F., Bd. 68.

— och Magnusson, N. H., 1944: De mellansvenska järnmalmernas geologi. S. G. U., Ser. Ca, No. 35.

GOLDSCHMIDT, V. M., 1921: Die Injektionsmetamorphose im Stavanger-Gebiete. Videnskapsselsk. i Kristiania, Skr. I: 2, No. 10.

HESS, H. H., 1949: Chemical composition and optical properties of common clino-pyroxenes, Part I. Am. Min., Vol. 34.

LINDROTH, G. T., 1920: Om granatens natur uti de mellansvenska malmfyndigheternas skarnbildningar. G. F. F., Bd. 41.

MAGNUSSON, N. H., 1925: Persbergs malmtrakt. Geologisk beskrivning. Kungl. Kommerskoll., Beskr. över mineralfyndigheter, 2.

— 1929: Nordmarks malmtrakt. S. G. U., Ser. Ca, No. 13.

— 1953: Malmgeologi. Jernkontoret. Stockholm.

PHILLIPS, F. C., 1931: Some mineralogical and chemical changes induced by progressive metamophism in the Green Bed group of the Scottish Dalradian. Min. Mag., Vol. 22.

RAMBERG, H., 1944: En undersökelse av Vestrandens regionalmetamorfe bergarter. Norsk. Geol. tidskr., Bd. 23.

STOCKWELL, C. H., 1927: An X-ray study of the garnet group. Am. Min., Vol. 12.

SUNDIUS, N., 1919: Beiträge zur Kenntnis der Skapolithe. Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. XVI.

— 1922: Grythyttefältets geologi. S. G. U., Ser. C, No. 312.

— 1924: Zur Kenntnis der monoklinen Ca-armen Amphibole (Grünerit-Cummingtonitreihe). G. F. F., Bd. 46.

— 1946: The classification of the hornblendes and the solid solution on relations in the amphibole group. S. G. U., Ser. C, No. 480.

TILLEY, C. E., 1923: The petrology of the metamorphosed rocks of the Start Area (South Devon). Quart. Journ. Geol. Soc. London, Vol. 79.

— 1928: Some mineralogical transformations in crystalline schists. Min. Mag., Vol. 21.

— 1928: On garnets in pelitic contact-zones. Min. Mag., Vol. 21.

TURNER, F. J.-VERHOOGEN, J., 1951: Igneous and metamorphic petrology. McGraw-Hill Book Co., New York.

WINCHELL, H., 1951: Elements of optical mineralogy, Part II, 4th ed. John Willey & Sons, New York.

WISEMAN, J. D. H., 1934: The Central and South-West Highland epidiorites: a study in progressive metamorphism. Quart. Journ. Soc. London, Vol. 90.

Two Ordovician Conodont Faunas found with Zonal Graptolites

By

MAURITS LINDSTRÖM

Abstract: The conodont faunas treated in this paper are from the zone of *Didymograptus balticus* in South-Central Sweden and the zone of *Climacograptus wilsoni* in SW Scotland. On conodont evidence, the *Didymograptus balticus* zone is correlated with limestone strata intermediate between the Lower and the Upper Planilimbata Limestone. The conodont fauna of the *Climacograptus wilsoni* zone is described and figured, but no new species is named.

Introduction

The most beautiful and abundant conodont faunas have been found in limestones and soft shales from which they could easily be extracted. Thus, practically every one of the shelly limestone strata so far investigated in the Swedish Ordovician has yielded numerous and splendid conodonts. On the other hand, few authors refer to the conodont faunas of the hard graptolite shales, and only one such fauna has been partly described (HADDING, 1913). Further investigations on the conodonts of the graptolite shales are likely to add greatly to our knowledge of the stratigraphic relations between graptolitic and shelly facies. The main purpose of this paper is to survey the possibilities offered by such shale materials, as exemplified by a well-preserved fauna in a tectonically undisturbed Arenigian graptolite shale in South-Central Sweden and a thoroughly but not very strongly deformed Lower Hartfell black shale found at Morroch Bay in the Southern Uplands of Scotland. It appears already to be possible to make some generalizations on the mode of occurrence of conodonts in graptolite shales.

Before proceeding to the account of the conodont occurrences I would like to express my gratitude to those who have helped me. The collecting in Scotland was made possible by a grant for field work from the Section of Natural Sciences of the Lund University. The indoors work was done at the Institute of Paleontology of the same University, and the opportunity to carry it out I owe to its director, Professor GERHARD REGNÉLL.

1. Mossebo

In T. TJERNVIK's thesis »On the Early Ordovician of Sweden» (Uppsala, 1956) a detailed account is given of a section through Tremadocian and Arenigian strata at Mossebo, on the north—eastern slopes of the Hunneberg mountain in South-Central Sweden (pp. 118—121). The upper and main part of the section is a black shale member in which the author of the thesis identifies the zones of *Tetragraptus phyllograptoides* and *Didymograptus balticus*. The latter zone contains inarticulate brachiopods and »*Protorthis*» *hunnebergensis* Walcott, a fossil that Tjernvik also found in trilobite-carrying limestone strata at Gymninge in Närke (p. 138) and Köpings Klint on the isle of Öland (p. 150). Both of these occurrences are located stratigraphically on the very boundary between the so-called Lower and Upper Planilimbata Limestone (cf. Tjernvik 1952), or Hunneberg and Billingen Group of Tjernvik 1956. The trilobite fauna has relations in both divisions. Tjernvik considers the strata in question to belong to the Lower Planilimbata Limestone and includes them in his zone of *Plesiomegalaspis planilimbata*, although that species is not found in them. Mainly on the evidence of »*Protorthis*» *hunnebergensis* these strata are correlated with the zone of *Didymograptus balticus* (p. 179).

Evidence gained from conodont faunas, especially those of the *Didymograptus balticus* zone of Mossebo, will appear to add to Tjernvik's results.

In 1892, Professor Moberg and von Schmalensée made a detailed survey of a section at Mossebo that is similar to that of Tjernvik but not identical with it. It was published in part in Moberg & Segerberg's 1906 paper as a table on page 45. A more detailed account written in November 1894 in Moberg's handwriting was found together with the big collections made at the locality. Even though it differs but little from the section at Tjernvik's locality, part of it is given here in translation.

»At the top diabase & c. & c.

a.	2.025 m	Grey metamorphosed shale poor in fossils, with *Tetragraptus fruticosus*, *T. 4-brachiatus*, *Didymogr. patulus*, *Obolella.*
b.	0.60 m	Shale rich in *Dichogr. octobrachiatus*, *Orthis*, *Obolella.* Colour greyish-green.
c.	0.55 m	Shale poor in fossils, yet with dichograptids and *Obolella.*
d.	1.64 m	Shale with *Trichograptus* and *Didymograptus balticus.*
e.	1.64 m	Shale with *Clonogr. multiplex*, *Tetragr. 4-brachiatus*, *Didymogr. filiformis*, *D. hirundo.*
f.	1.49 m	First a band rich in *Orthis & Obolella* that also occur more sparsely in the lower part of the division.
g.	0.19 m	Two thick-layered bands of bluish-grey, sparsely fossiliferous shale.
h.	0.08 m	Blue (partly weathered) glauconitic limestone with *Megalaspis & Symphysurina.*
i.	1.22 m	Black shale with *Tetragraptus phyllograptoides*, a new graptolite (crude sketch), *Didymogr. hirundo*, *Tetragr. serra* (immediately under *h* there is a hard layer, according to Schmalensée = abundantly pyritic layer).
k.	0.66 m	Lighter, more carbonatic shale with same graptolites as above (but more sparsely) plus trilobite fragments and nodules or nodular parts of hard blue partly decayed (rock). Above as well as below and in these layers there are patches and bands of a hard (but decayed) purely black rock (»prof».).

l. 0.65 m »Blå kaka». SCHMALENSÉE here found *Euloma ornatum*, *Megalaspides heroides* and others.»
2.26 m Alternating dark limestones, pyritous rock and diabase.
2.50 m Upper Cambrian.

The fossil determinations are largely preliminary and of historical, if any, interest. The *Orthis* referred to is *»Protorthis» hunnebergensis* and at least one other articulate brachiopod.

The divisions *a—g* may easily be correlated with TJERNVIK's zone of *Didymograptus balticus*. The zone of *Tetragraptus phyllograptoides* of his section is represented by *i & k*. Comparison between this part of the two sections will show that the local variation is not very great.

Conodonts were found to occur in material from the divisions *d—f*. According to MOBERG's notes, the samples from *d* and *e* have been mixed, so the units have been brought together as *de*. To obtain accurate dating of the conodont faunas, I determined the graptolites found on the same slabs as the conodonts. The following species were found,

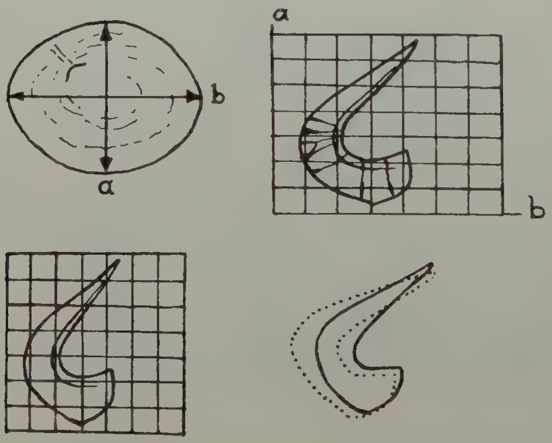
Didymograptus balticus TULLBERG (*f*)
» *filiformis* TULLBERG (*de*)
» *flexilis* MONSEN (*de*)
» *holmi holmi* TÖRNQUIST (*de*)
» *holmi solidus* MONSEN (*d—f*)
» *pusillus* TULLBERG (*de*)
» *suecicus* TULLBERG (*de*)
» *vacillans* TULLBERG (*de*)
» *validus politus* MONSEN (*de*)
Herrmannograptus cf. *galgebergi* MONSEN (*de*)
» *regularis* (TÖRNQUIST) (*de*)
Tetragraptus quadribrachiatus (HALL) (*d—f*)
Trichograptus sp. aff. *bulmani* MONSEN (*f*).

The most common forms are *Didymograptus holmi solidus* (9 spmns), *. vacillans* (5 spmns) and *Tetragraptus quadribrachiatus* (4 spmns). *idymograptus suecicus*, *D. vacillans*, *D. validus politus* and *Herrmannograptus regularis* are not recorded below the zone of *Didymograptus balticus* by MONSEN (1937, pp. 255, 256). On the other hand, she oes not allow for *D. flexilis* and *D. holmi holmi* above the zone of *idymograptus validus*. The rest of the fauna is shared by the zones of *. validus* and *D. balticus* in her table. It would seem that the conodont unas belong to MONSEN's zone of *D. balticus*, which is the upper part f the zone of *D. balticus* of TÖRNQUIST.

In the above argumentation the *Trichograptus* is disregarded. It grees fairly well with MONSEN's description of *T. bulmani* (MONSEN

Table 1

	Mossebo		Gym-ninge	Köpings Klint
	de	*f*		
Acodus gladiatus			3	1
Acontiodus arcuatus			3	
» *rectus rectus*			10	3
» *rectus sulcatus*				1
Distacodus expansus	6	6	39	
» *stola stola*	4	8	2	4
» *stola latus*			1	
» ? n. sp.	2	2		
Drepanodus arcuatus	4	4	7	4
» cf. *arcuatus*	9	19		5
» *homocurvatus*	1			6
» *longibasis*			1	
» *planus*	3	1		38
» *proteus*	7	14	5	
» *sculponea*	2		9	
» *suberectus*	1	1		4
Falodus prodentatus			2	
Oepikodus smithensis			45	
Oepikodus n. sp.	3	6		
Oistodus contractus				1
» *delta*			1	
» *forceps*	5	10	17	33
» *lanceolatus*	16	5	1	3
» *longiramis*			50	
» *parallelus*	6	5	32	
» *selene*			5	1?
» *triangularis*	65	54		2
Prioniodina ? deflexa	1		3	3
Prioniodus cf. *elegans*	1	5		
» *evae*			52	
» n. sp. aff. *triangularis*				6
Scandodus furnishi			3	1
» *pipa*	3	8	9	
Scolopodus rex			2	3
Total	139	148	302	119



Textfig. 1. Graphic reconstruction of deformed conodonts. The amount of deformation is indicated by the originally circular brachiopod. A hypothetical deformed specimen is reconstructed and then compared (dotted outline) with the reconstruction (full line). See the text, p. 169.

1937, p. 202), however the stipes are often smoothly curved. No proximal portion was found.

The following observations were done on the mode of occurrence of the faunas. The graptolites are not seldom preserved in full relief, with a filling of (mostly decomposed) pyrite. Young specimens and siculas are quite frequent. S-surfaces are seldom covered by graptolites, but in one of the rare cases where this does occur, the tangle of graptolite fragments is broken by rather densely spaced, about 7 mm wide, bare, circular patches quite like those described by STØRMER (1938, p. 173). Like him, I must interprete them as due to percolation of gases that originated from the decomposition of organic matter, *i. e.*, at times the bottom waters must have been toxic. The conodonts, on the other hand, mostly occur with fragmentary inarticulate brachipods, occasionally also with »*Protorthis*», a few rare ostracods and *Rhabdochitina* sp. In some cases, they actually make up part of the filling of organism borings.

For comparison with the conodont faunas of Mossebo, samples of limestone from the strata with »*Protorthis*» *hunnebergensis* of Gymninge and Köpings Klint were digested in diluted acetic acid and the residues were searched for conodonts. The faunules recovered in this way were quite abundant. The samples were kindly supplied by Dr. TJERNVIK. The faunas are listed in Table 1, with the numbers of specimens found.

The species listed, except the new ones, are described in LINDSTRÖM 1955 a.

The *Distacodus?* n. sp. in Table 1 is narrow, curved and horn-shaped, with a long base and a very small, proclined cusp. The *Oepikodus* n. sp. differs from *O. smithensis* in having smoother sides, slenderer posterior process and more robust denticles that may be sub-equal in size. The lateral processes are small and not very obvious.

The faunas of the units *de* and *f* of Mossebo (Table 1) are practically identical. They possess some forms that are listed by LINDSTRÖM (1955 a, pl. 10) as characteristic of the Upper Planilimbata Limestone, viz. *Distacodus expansus*, *Distacodus stola*, *Drepanodus planus*, *Drepanodus suberectus*, *Oistodus lanceolatus*, *Oistodus triangularis* and *Prioniodina? deflexa*. All of them except *Distacodus expansus* are shared with the sample from Köpings Klint. On this evidence it might seem justified to regard the strata under consideration as belonging to the Upper Planilimbata Linestone and not to the Lower, where TJERNVIK supposes them to belong. However, the Mossebo and Köpings Klint materials have another thing in common, which is that they do not contain a single specimen of *Oepikodus smithensis*, *Oistodus longiramis* and *Prioniodus evae*, all of which are abundant at the base of the Upper

Planilimbata Limestone. Other faunas that also contain *Distacodus expansus*, *Distacodus stola* and *Oistodus lanceolatus* and lack *Oepikodus smithensis*, *Oistodus longiramis* and *Prioniodus evae* have been found just below the base of the Upper Planilimbata Limestone at Skultorp (sample 4, Lindström 1955 a, pl. 8, where it is included in the Upper Planilimbata Limestone) and Horns Udde (northernmost Öland; not published). *Oepikodus smithensis* was listed among the species from the stratum in question at Skultorp in Lindström 1955 a, pl. 10, but this identification is wrong, the variability of *Oepikodus smithensis* having originally been overrated. Instead, the Skultorp material belongs to *Oepikodus* n. sp., *Gothodus* cf. *costulatus* Lindström and *Tetraprioniodus?* sp.

In this connection, it should be remarked that the whole of plate 10 in Lindström 1955 a *is misprinted, not only a few columns, as mentioned in a correction* (Lindström 1955 c). *All the columns of figures should be moved two steps to the right relative to the heads.*

From the above it appears that there is an intermediate conodont zone between the Lower Planilimbata Limestone (»Hunneberg Group») and the Upper Planilimbata Limestone (»Billingen Group») and that this conodont zone is equivalent to the zone of *Didymograptus balticus*. The strata with *»Protorthis» hunnebergensis* at Gymninge do not belong to this zone but to the lowermost part of the Upper Planilimbata Limestone proper.

2. Morroch Bay

The locality and the graptolites

Morroch Bay is situated in SW Scotland, on the west coast of the Rhinns of Galloway, $1^1/_2$ miles south-east of Portpatrick. It contains a beautiful exposure of folded and faulted Ordovician shales and greywackes that has been described by Peach & Horne (1899, pp. 401—408). The general strike is NE—SW. There are three big intrusive dykes that the said authors numbered from the south-east 1, 2 and 3. Conodonts were found in a c. 20 cm thick band of the black graptolitic shales, out in the tidal belt, 20 metres seaward from the present boundary between the exposure and the sandy beach and 34 metres south-east of dyke 3. The black shale at this point dips steeply to the south-east and is overlain by grey mudstone.

The National Grid Reference of the locality is 25/017525.

The rock is a rather soft, rather thinly splitting black shale that gives a dark-grey dull streak when scratched with a knife. It contains a good deal of fine-crystalline pyrite that was, to some extent at least, formed before the compression of the shale, chitinozoa being commonly preserved in full relief due to a filling of pyrite. Otherwise, all fossils are flattened. This band of the shale has suffered exceptionally little from tectonic distortion.

Of fossils, chitinozoa (*Conochitina* sp. and *Leiosphaera?* sp.) are sparse. An inarticulate brachiopod referred to by Peach & Horne as *Acrothele granulata* is fairly common. It is very thin-shelled, roughly circular in outline, somewhat conical, with the apex about 1/4 the diameter from the posterior border and the average diameter about 3 mm. The only ornament is growth-lines. One can often see a distinct wrinkle running between the apex and the posterior border. The brachiopod may be a *Paterula* sp.

The following graptolites were identified.

Dicellograptus cf. *pumilus* Lapw. (1 very incomplete spmn)
Dicranograptus nicholsoni Hopkinson (4 spmns)
» cf. *ramosus* (Hall) (1 incomplete spmn)
» *ziczac* Lapw. (1 spmn)
Climacograptus bicornis (Hall) (8 spmns)
» *brevis* Elles & Wood (4 spmns)
» cf. *minimus* (Carruthers) (1 spmn)
» *scharenbergi* Lapw. (4 spmns)
» *wilsoni* Lapw. (1 spmn)
Orthograptus calcaratus (Lapw.) (1 spmn)
» *rugosus apiculatus* Elles & Wood (1 spmn)
» *truncatus truncatus* (Lapw.) (2 spmns)
» *truncatus intermedius* Elles & Wood (4 spmns)
Mesograptus cf. *compactus* Elles & Wood (1 spmn)
Amplexograptus arctus Elles & Wood (1 spmn)
» *perexcavatus* (Lapw.) (3 spmns)
Cryptograptus tricornis (Carruthers) (17 spmns)
Lasiograptus harknessi (Nicholson) (2 spmns)
Corynoides calicularis Nicholson (28 spmns).

Thus, the most abundant species are, in the following order, *Corynoides calicularis*, *Cryptograptus tricornis* and *Climacograptus bicornis*.

One good specimen of the index fossil of the *Climacograptus wilsoni* zone was found. The three common species mentioned all are said to culminate in this zone (cf. Elles & Wood 1901—1918, pp. 298 & 195, Strachan 1949, ρ. 157). Of the species identified with certainty, some with a wide vertical occurrence reach their maximum development in the *wilsoni* zone, viz. *Dicranograptus nicholsoni*, *Orthograptus truncatus intermedius* and *Lasiograptus harknessi*. *Climacograptus scharenbergi* and *Amplexograptus arctus* reach as high as this but not higher, according to Elles & Wood. *Orthograptus calcaratus* has not been found at a lower level than this in Scotland, whereas in Scania R. Nilsson has found it in a peculiar mixed fauna that should be of an earlier age (Nilsson 1953, p. 45).

Plate 1

Conodonts from the *Climacograptus wilsoni* zone of Morroch Bay. All magnified 54 ×. The catalogue numbers refer to the collections of the Institute of Paleontology of the Lund University, where the specimens are deposited.

Figs. 1, 2. *Acontiodus* n. sp. 1, p. 170. Fig. 1, LO 3843 t, nearly entire specimen with base of cusp preserved as mould. Fig. 2, LO 3844 t, entire specimen with base preserved as mould, fragments of original sheath remaining.

Figs. 3—6. *Acontiodus* n. sp. 2, p. 172. Fig. 3, LO 3845 t, entire specimen, except for posterior part of base. Fig. 4, LO 3846 t, entire specimen with base preserved as mould. Fig. 5, LO 3847 t, mould of entire specimen. Fig. 6, LO 3848 t, mould of entire specimen.

Fig. 7. *Oistodus* n. sp., p. 174, LO 3849 t, mould of entire specimen, somewhat defect just above antero-basal angle.

Fig. 8. *Oistodus* sp., p. 174, LO 3850 t, entire specimen with basal cavity and parts of cusp preserved as mould.

Figs. 9, 10. *Scolopodus* n. sp., p. 176. Fig. 9, LO 3851 t, entire specimen with part of basal sheath broken away and apex of cusp dissolved to reveal mould. Fig. 10, LO 3852 t, mould of entire specimen.

Figs. 11, 12. *Acontiodus* n. sp. 3, p. 172. Fig. 11, LO 3853 t, mould of entire specimen. Fig. 12, LO 3854 t, entire specimen, save for apex of cusp; mould of basal cavity broken away to reveal mould of other side.

Fig. 13. *Drepanodus* n. sp., p. 173, LO 3855 t, entire specimen with apical half of cusp dissolved to reveal mould of other side.

Fig. 14. *Acodus* n. sp., p. 170, LO 3856 t, mould of one side of entire specimen.

Figs. 15—19. *Periodon* n. sp. aff. *aculeatus* Hadding, 1913, p. 174. Fig. 15, LO 3857 t, entire specimen, except for ? posterior part. Fig. 16, LO 3858 t, entire specimen, except for ? posterior part. Fig. 17, LO 3859 t, entire specimen with apex of biggest denticle preserved as mould and posterior part ? missing. Fig. 18, LO 3860 t, almost complete specimen, partly preserved as mould. Fig 19, LO 3861 t, probably a fragment of the posterior part of this species.

Fig. 20. *Prioniodus* ? sp., p. 176, LO 3862 t, specimen with base preserved as mould.

Fig. 21. *Ambolodus* cf. *elegans* Rhodes, 1953, p. 172, LO 3863 t, mould of inner side

Fig. 22. *Prioniodina* ? n. sp. 2, p. 175, LO 3864 t, specimen with base and some of denticles preserved as mould.

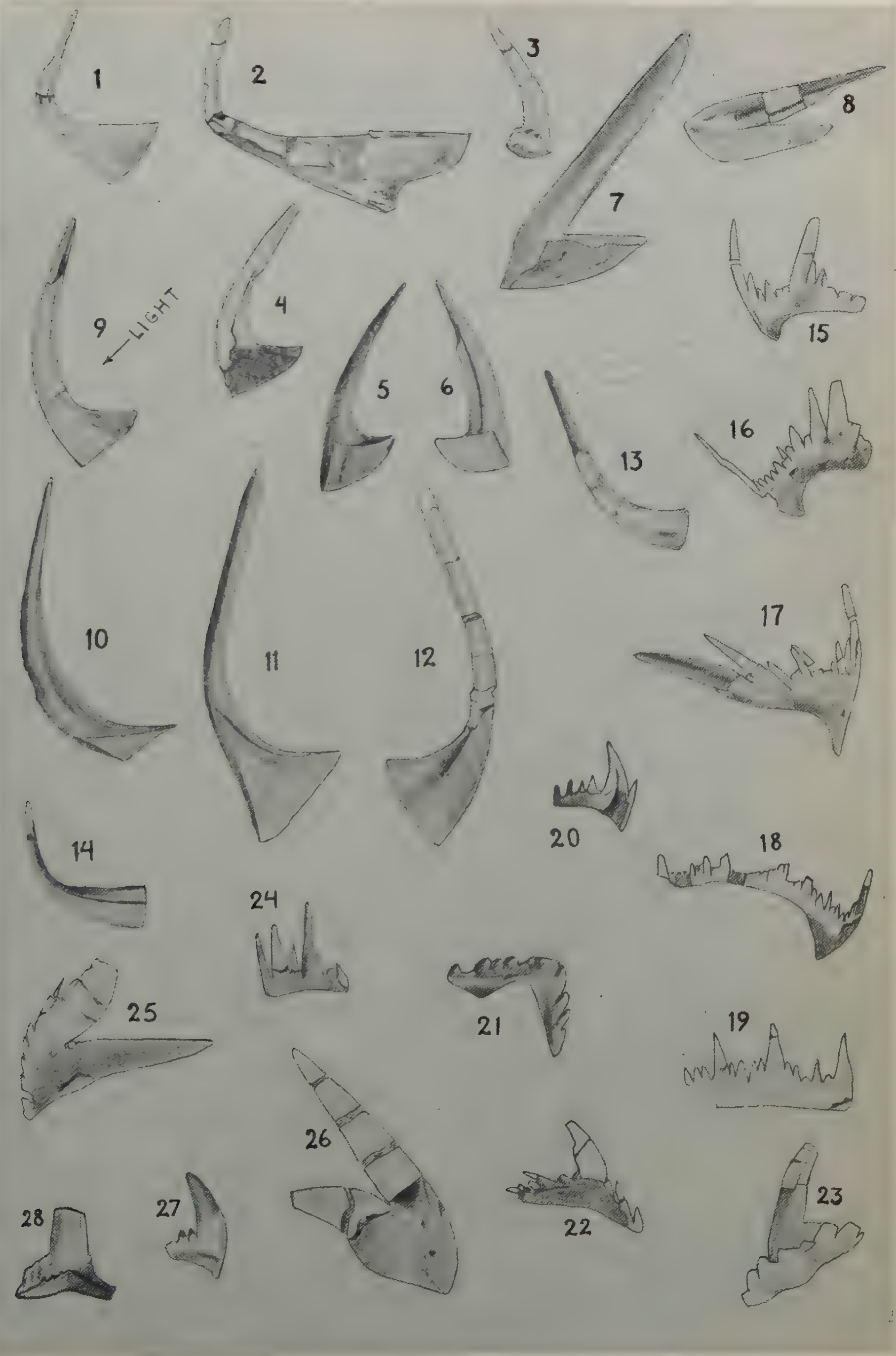
Fig. 23. *Prioniodina* ? n. sp. 1, p. 175, LO 3865 t, entire specimen with base of cusp preserved as mould.

Fig. 24. *Bryantodina* sp., p. 173, LO 3866 t, fragmentary specimen largely preserved as mould of one side.

Figs. 25, 26. *Falodus* n. sp., p. 173. Fig. 25, LO 3867 t, specimen with apex of cusp lost and with base largely preserved as mould. Fig. 26, LO 3868 t, fine specimen with antero-basal part preserved as mould.

Fig. 27. *Cordylodus* ? sp., p. 173, LO 3869 t, entire specimen with apex of cusp preserved as mould.

Fig. 28. Gen. & sp. indet., p. 176, LO 3870 t, whole specimen dissolved to reveal mould.


1
2
3
8
7
15
9
LIGHT
4
5
6
16
13
10
11
12
17
20
18
14
24
21
25
19
26
22
23
28
27

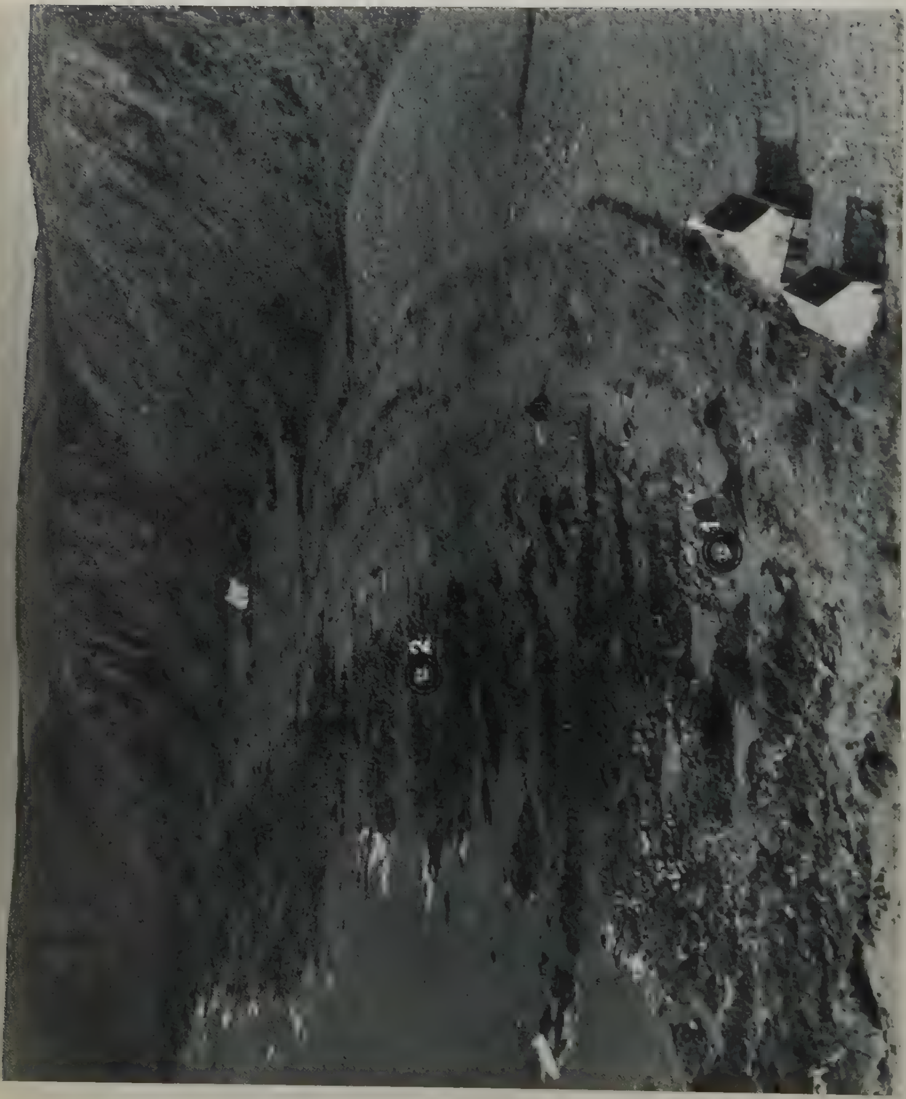


Plate 2. Morroch Bay, at low tide, looking NW. Circle no 1 surrounds a band of red shale containing conodonts, obviously the Morroch Bay locality of JOHN SMITH, 1907. At the centre of circle no 2 is the band of conodont-carrying black graptolite shale treated in this paper. The photograph, by Vera Elkan, is a gift from Mr Jim Wither, Esq., of Portpatrick.

Dicranograptus ziczac, *Climacograptus brevis* and *Orthograptus rugosus apiculatus* have not, as far as I know, been found above the zone of *Climacograptus peltifer*, whereas *Orthograptus truncatus truncatus* is regarded by ELLES & WOOD as confined to the zone of *Dicranograptus clingani* and higher strata. However, it has also been found in the upper part of the Harnage Shales of Shropshire (BULMAN 1948, p. 227) that may be of an earlier age than the *clingani* zone.

The fauna belongs to the *Climacograptus wilsoni* zone. but due to the differences between the known ranges of some of the species, one cannot regard this as a very exact stratigraphic determination.

The conodonts

The conodonts occur scattered as very small white specks on some shale surfaces. The layers in which they are the most abundant are as a rule indicated by the presence of the conspicuous *Paterula?* sp.

The preservation is not the best, due to compression of the sediment during consolidation, as well as to later tectonic deformation. Some of the phosphatic material seems to have been dissolved during the flattening. In spite of this, a little more than 150 specimens were found that could be brought to identifiable taxa.

As for the deformation, its amount could be calculated from the brachiopod shells that were oriented at different angles to the tectonic b-axis. It was found that they must have been very nearly circular when undeformed. The mean value of b/a (see fig. 1) was found to be 1.28. The maximum lengthening will be $+\sqrt{1.28} = 1.13 \times$. The maximum deformation of any angle is that from 90° to 76° or 104°. With these data available, it was possible to reconstruct the shape of the specimens by applying a »deformed» grid to the drawings of their actual shape and then transferring the outlines to corresponding coordinates in an »undeformed» grid, *i. e.* a square net. The longest coordinate of the »deformed» grid must be parallel to the b-axis of the specimen. This axis is easily found by means of innumerable microscopic wrinkles on the surface on which the specimen is exposed. See fig. 1. For the results of this procedure, see fig. 2. Since I have only been concerned with reconstructing outlines, not with areas, I have not taken the trouble to draw the square net with the units equal to the square root of the long axis in the »deformed» net as should otherwise have been done.

The specimens are much too brittle to be removed from the matrix. When sufficient material was available, the species are described from different aspects of entire specimens, as well as from moulds. In a good number of cases, notes were taken of the appearence of the exposed side of an entire specimen that was then dissolved by HCl, whereupon the mould of the opposite side was studied. Where a species was represented by but a single specimen, this was either partly dissolved, or the judgments on the species were restricted.

Although the majority of the material seems to belong to new species, no new names are proposed, first because shale specimens as a rule are not suited as types, due to the difficulty or impossibility of studying them from all sides, secondly because none of these particular specimens is in every way ideally preserved. Thus, whereas the whole of the faunule is a rather satisfactory material for determination, no single specimen is suited to illustrate the mean of a species.

The terminology used on describing the species is the same as in LINDSTRÖM 1955 a & b. Even in simple species the oral edge is oriented horizontally, since it is clearly homologous to the oral margin of compound species. Compound conodonts may originate as simple ones. The relation between the cusp and the oral edge, expressed by the terms proclined, erect, recurved & c., is of some systematic significance on the species level.

Acodus n. sp.

Pl. 1 fig. 14, textfig. 2.

The cusp is about as long as the base, slender, somewhat proclined and a little curved. The base widens at about 20°, is slightly curved and provided with a fine longitudinal costa a little above the middle on one side. The other side seems to be smooth. The anterior and posterior edges are sharp.

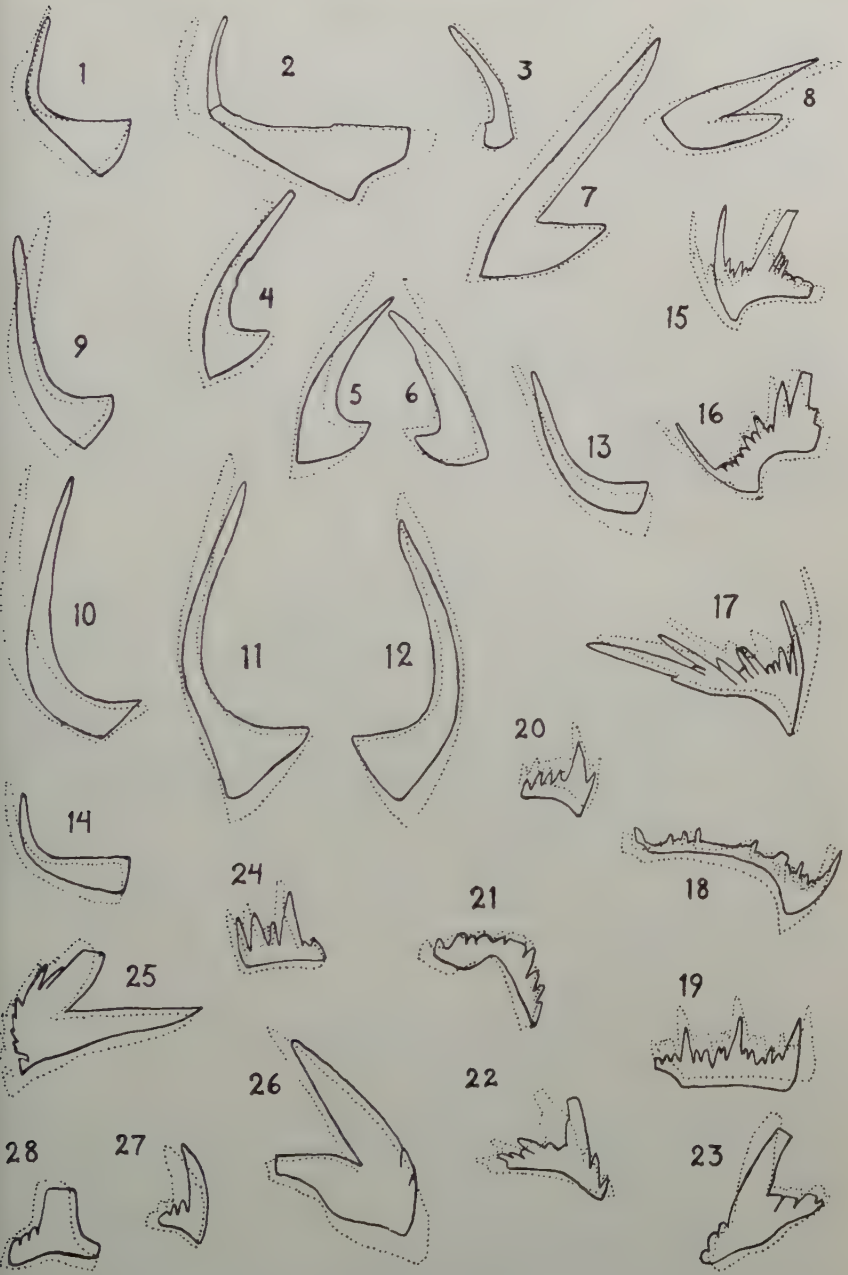
The species differs from *Paltodus unicostatus* BRANSON & MEHL, 1933 (p. 42) in possessing a less proclined cusp and a costa that is nearer to the oral than the anterior margin.

Material: 10 specimens.

Acontiodus n. sp. 1.

Pl. 1 figs. 1 & 2, textfig. 2.

The cusp is suberect and about as long as the base, or, where the latter is complete, about half as long as the base. It leaves the base in a broad curve and is then straight. It is slender and pointed. The posterior edge is but feebly developed, whereas the postero-lateral costae that run along the whole of the unit are prominent and not very thin. The oral and anterior margins of the base make an angle of about 30°. The aboral margin is gently convex. The base, where complete, is about twice as long as the cusp. In that case, the posterior half of it has always



Textfig. 2. Reconstructed conodont outlines (full lines) compared with the outlines of the actual specimens (dots). The specimens are those of plate 1, and the numbers are the same as on the plate. Magnification of the reconstructions, 48 ×.

collapsed and is quite flat. One specimen shows a fine longitudinal striation on the base.

The species shows some resemblance to *Distacodus stola* LINDSTRÖM, 1955 a (p. 556). The main difference from that species is the much farther posteriorly and orally situated costae.

Material: 10 specimens.

Acontiodus n. sp. 2.

Plate 1 figs. 3—6, textfig. 2.

The cusp is long, about 4 × the length of the base, and somewhat recurved. It is sharp-edged and with well rounded sides. The antero-basal angle is about 90°. The basal part of the anterior edge is vertical or somewhat recurved. The aboral margin is smoothly convex. The oral edge is rather short. The basal cavity is conical. On each side near the posterior edge there runs a sometimes rather faint groove.

Material: 11 specimens.

Acontiodus n. sp. 3.

Plate 1 figs. 11 & 12, textfig. 2.

The cusp is slender, somewhat recurved and at least $1^1/_2$ as long as the base. The basal cavity is deep. It is triangular in outline and fills the whole of the base. The latter is compressed from the sides. Its oral and anterior margins diverge by 45°—60°. The aboral margin is slightly convex. The cusp carries a costa on each side of the posterior edge. These costae run a short distance down on the base, where there may also be another, more orally situated costa on each side.

Should *Drepanodus verutus* HADDING, 1913 (p. 31) be an *Acontiodus* (see LINDSTRÖM 1955 b, p. 108), the present species might be hard to distinguish from that of HADDING.

Material: 8 specimens.

Ambolodus cf. *elegans* RHODES, 1953.

Plate 1 fig. 21, textfig. 2.

One small specimen showing the inner side. The processes are rather slender and diverge at about 110°. Along their sides there runs a marked ridge. The anterior process carries four laterally fused denticles, the posterior process five denticles that are more free. The cusp is broken at the base. It seems to have been erect and somewhat bigger than any of the denticles. The basal cavity (mould broken away) is deep.

What can be observed agrees with the characteristics of *Ambolodus elegans* RHODES, 1953 (p. 278).

Bryantodina sp.

Plate 1 fig. 24, textfig. 2.

The species is nearly symmetrical, with one big, erect, slender, subcentral denticle and 4—5 smaller denticles, one or two of which may reach above the others. The denticles are not much divergent and the unit is but little arched. There may be a rounded carina on the face of the denticles. No trace of a basal cavity has been found.

Material: 3 specimens.

Cordylodus? sp.

Plate 1 fig. 27, textfig. 2.

Only one specimen was found. The process seems to be short, with but 3 small, sub-equal, laterally fused denticles. The cusp is big, slightly recurved, laterally compressed, with smooth, rounded sides. Basally, the anterior edge is recurved. The aboral margin is slightly arched.

Drepanodus n. sp.

Plate 1 fig. 13, textfig. 2.

One specimen. The cusp is long, proclined and rather slender, merging into the base. The edges are sharp but not thin and the sides are provided with rounded carinae that reach the aboral margin. The anterior edge is sub-parallel to the posterior edge all along the unit, even down on the base, so that base and cusp can hardly be told apart. The antero-basal angle is about 90°. The aboral margin is slightly convex.

The species differs from other species of the genus by possessing a long, straight, proclined cusp and a quite narrow base.

Falodus n. sp.

Plate 1 figs. 25 & 26, textfig. 2.

The cusp is strong, reclined at about 45° and about as long as the base. Antero-basally and well above the junction between the cusp and the base there is a row of small, fused, suberect and a little curved denticles, the highest of which may be free apically. In the biggest specimen there are 6, in smaller ones generally but one, this one being mostly free at its apex. The oral margin makes an angle of about 90° with the anterior margin of the base. The antero-basal angle is less than 90°. The aboral margin from here runs backward along a sinuous course, making a slight downward bulge at its middle. The posterior basal angle is quite sharp. The oral edge is straight or slightly curved and raised into a thin lamina. The cusp is sharp-edged. Its sides are provided with carinae or are nearly smooth.

Material: 16 specimens.

Oistodus n. sp.

Plate 1 fig. 7, textfig. 2.

The cusp is twice as long as the base, reclined at 50°, rather narrow and quite straight. There is a submedian rounded lateral carina, otherwise it is smooth. The oral edge is straight and sharp. The aboral margin is somewhat convex. The antero-basal angle is about 75°.

The species is similar to *Oistodus inclinatus* BRANSON & MEHL, 1933, as figured by SANNEMANN (1955, pl. 1, figs. 23, 24), but the oral edge of SANNEMANN's specimens is shorter and the aboral margin more strongly convex than in my specimens.

Material: 2 specimens.

Oistodus sp.

Plate 1 fig. 8, textfig. 2.

The cusp is strongly reclined, making about 30° with the oral edge. It is blade-shaped, very straight and pointed. It is about $1^1/_2$ as long as the base. The anterior edge is straight. It meets the aboral margin at about 70°. From this point the aboral margin curves at first slightly, then, after a short distance, strongly backward so that its posterior and main part runs parallel to the anterior edge. The oral edge is straight. A strong and rather sharp carina runs on each side of the cusp. The sides of the base are gently convex. The oral margin of the basal cavity is straight.

The specimens resemble *Oistodus forceps* LINDSTRÖM, 1955 a (p. 574) but in that species the cusp is thinned out at the edges to an extent not found in the present specimens, the anterior end is more angular, and there is an aboral undulation on one side of the base. *Oistodus venustus* STAUFFER, 1935 (p. 147) and the material brought to that species by RHODES (1953, p. 295) seems to have a shorter cusp without conspicuous lateral carinae.

Material: 14 specimens.

Periodon n. sp. aff. *aculeatus* HADDING, 1913.

Plate 1 figs. 15—19, textfig. 2.

This *Periodon* is very close to *P. aculeatus* HADDING, 1913 (p. 33. See also LINDSTRÖM 1955 b, p. 110) in all respects except that there is a greater number of smaller denticles between the cusp and the biggest denticle than in *P. aculeatus*. In that species the mean number of such denticles is 5.6, derived from a sample of 26 specimens from different localities, with variation between 3 (2 spmns) and 8 (1 spmn). In the Morroch Bay species the mean number is 6.9, from 25 specimens, the variation being between 3 (1 spmn) and 10 (3 spmns). The basal cavity is rather big and seems to reach as far back as the biggest denticle. The »inverted basal cavity» typical to *P. aculeatus* could not be observed, not necessarily because of bad preservation. The cusp is thin and rounded in section, with a costa on one side and on the other a row of a few antero-lateral denticles that reach higher than in *P. aculeatus*. The denticles of the posterior process are blade-shaped and strongly reclined, sometimes with faint lateral carinae. The aboral margin is arched, mostly strongly so. In a few specimens that cannot at present be kept apart from the rest of the material, there is a long, straight continuation of the process posterior to the biggest denticle. This continuation shows an alternation of bigger and smaller denticles, generally with a few smaller ones to each big one. The denticles of the continuation are erect.

Material: 40 specimens.

Prioniodina? n. sp. 1.

Plate 1 fig. 23, textfig. 2.

The processes are subequal in length and diverge at about 130°. The cusp is big, about three times as long as the denticles, and slightly reclined. It is pointed, sharp-edged, with lateral carinae. The denticles point in about the same direction as the cusp. They are flattened from the sides, fused basally and rounded at the points. The denticles of both processes are of about the same size. The aboral margin is slightly arched, with a bulge beneath the cusp. The basal cavity flares but little to one side, strongly to the other.

This species has a bigger cusp and fewer denticles than *Ozarkodina tenuis* Branson & Mehl, 1933 (p. 128) and a less symmetrical basal cavity than *Ozarkodina macrodentata* Graves & Ellison, 1941 (p. 14).

Material: 18 specimens.

Prioniodina? n. sp. 2.

Plate 1 fig. 22, textfig. 2.

A rather strongly arched species with big, somewhat recurved or reclined cusp that carries rather sharp lateral carinae and may be as much as 4 times as long as the denticles. The processes make an angle of 100°—145°. The denticles are slender, reclined and seemingly not fused. There may be at least as many as 7 of them on the posterior process and slightly fewer on the anterior. The aboral margin is arched. The basal cavity stretches along the whole of the unit. It flares strongly o one side, just behind the cusp, and very little to the other.

If the slender and more or less discrete denticles are considered ogether with the deep and rather wide basal cavity, this species may be brought to the genus *Prioniodina*. On the other hand, it resembles species of *Ozarkodina* in enclosing an angle of more than 90° between the processes. One might well argue that *Ozarkodina* should be restricted to blade-shaped units with rather small cusp, high and well fused denticles and a shallow basal cavity that may be absent along the processes. In that case, neither of the two species just described will belong there.

Material: 9 specimens.

Prioniodus? sp.

Plate 1 fig. 20, textfig. 2.

One small specimen. The cusp is big, suberect, with a lateral carina. The anterior and posterior processes make an angle of about 80°. The posterior process carries 4 small, discrete denticles, the anterior process but one, rather conspicuous. The mould of the basal cavity proves the existence of a lateral recurved process. The aboral margin is arched.

Scolopodus n. sp.

Plate 1 figs. 9 & 10, textfig. 2.

The cusp is long and slender, slightly recurved, not sharply offset from the base. Postero-laterally there is on each side a deep, angular furrow that extends the whole length of the unit. The anterior margin is rounded, sub-parallel to the posterior margin all the way to the antero-basal angle. The latter as a rule is more than 90°. The basal cavity is sharply conical and follows the anterior margin. The whole unit is smoothly curved.

Material: 3 specimens.

Gen. & sp. indet.

Plate 1 fig. 28, textfig. 2.

A symmetrical fragment (?) consisting of a very big central denticle that is smoothly lanceolate in section and, in the same plane, to each side of this big denticle, 3—4 small, slender, laterally fused and erect denticles. In the figure, they are partly covered by matrix. The base is somewhat arched. The basal cavity is deepest at the centre, with a small deepening at the base of each small denticle.

Comments and conclusions

The conodont fauna of the zone of *Didymograptus balticus* of Mosseb belongs to a conodont zone that is characterized by *Distacodus expansus* *Distacodus stola*, *Oistodus lanceolatus* and *Oistodus triangularis*. Thi zone occupies an intermediate position between the so-called Lower and Upper Planilimbata Limestone. The characteristic species range up into the Upper Planilimbata Limestone, where they may even be abundant, but there they are associated with other species peculiar to this division. An interesting feature of the Mossebo faunas is the predominance of *Oistodus triangularis* over other species of similar shape and size. When conodonts are found in natural assemblages, each assemblage representing the remains of an individual, their relative numbers tend to be constant. Even when the assemblages are disarranged, scattered and mixed, their components should occur in more or less constant proportions in the sediment, provided that they have the same hydrodynamic properties. On the other hand, occasional mass-occurrences of single form-species seem to indicate that the form-species in question may not have been associated with other form-species in the same organism but may, in fact, represent true species.

The relationships of the Morroch Bay conodont fauna to other Caradocian faunas are not very strong. Only *Ambolodus elegans* seems to be shared with the roughly contemporaneous Pen-y-garnedd and Gelli-grin faunas of Wales. On the other hand, the most abundant element, *Periodon* n. sp. aff. *aculeatus*, is closely related to a Swedish Llandeilian species. — It is astonishing to find the genus *Acontiodus* so well represented in the zone of *Climacograptus wilsoni*, the upper limit of the genus having been supposed to be in the Llandeilian (cf. SANNEMANN 1955, p. 4).

In both the cases investigated, conodonts are not found with graptolites alone but also with brachiopods. Where there are many brachiopods there are also many conodonts, whereas the conodonts become scarce or do not occur in strata that yield many graptolites but no brachiopods. Where the bottom conditions during deposition were clearly anaerobic, as in at least one case known from Mossebo, no conodonts have been found. A very interesting fact is that most of the inarticulate brachiopod shells of the Mossebo conodont layers are very fragmentary. This is probably due to the actions of bottom-dwelling organisms, no condition having been found to support the theory that the fragmentation was purely mechanic. That would have meant washing along a shore or at any rate by strong currents, but no other debris has been found that could have been derived from such a source, nor are there any signs in the shale of a turbulent milieu of deposition.

In addition to graptolites and brachiopods, chitinozoa and ostracods occur together with the conodonts.

Two other accounts of conodonts in graptolite shales are known to me.

HADDING, in 1913, described a fauna from W Scania that occurs in »a thin, granulated stratum, rich in ostracods, brachiopods and annelidan jaws» (HADDING 1913, p. 14), The »annelidan jaws» are known to be conodonts. R. NILSSON, in 1952 (p. 684) listed some of HADDING's conodonts from a locality in SE Scania, where they occur in abundance in little patches together with brachiopod shells. There are also ostracods.

Thus, whereas it may be that conodonts are not to be found in abundance together with purely graptolitic macro-faunas, it will possibly be worth the trouble to look for them where the graptolites are intermingled with brachiopods, ostracods and traces of benthonic life.

Literature cited

BRANSON, E. B. & MEHL, M. G. 1933. Conodont studies. — Univ. Mo. Studies, vol. 8, pp. 1—349, pls. 1—28.

BULMAN, O. M. B. 1948. Some Shropshire Ordovician Graptolites. — Geol. Mag., vol. 85, pp. 222—228.

ELLES, G. L. & WOOD, E. M. R. 1901—1918. A Monograph of British Graptolites. — London: Palaeontogr. Soc.

GRAVES, R. W. & ELLISON, S. 1941. Ordovician conodonts of the Marathon Basin, Texas. — Univ. Mo. School Mines & Metallurgy Bull., Techn. Ser., vol. 14, no. 2, pp. 1—26, pls. 1—3.

HADDING, A. 1913. Undre Dicellograptusskiffern i Skåne jämte några därmed ekvivalenta bildningar. — Lunds Univ. Årsskr., N. F., Ser. 2, vol. 9, no. 15, pp. 1—90, pls. 1—8.

LINDSTRÖM, M. 1955 a. Conodonts from the lowermost Ordovician strata of South-Central Sweden. — Geol. För. Förh., vol. 76, 1954, pp. 517—604, pls. 2—10.

— 1955 b. The conodonts described by A. R. Hadding, 1913. — J. Paleontol., vol. 29, pp. 105—111, pl. 22.

— 1955 c. A serious misprint in the paper »Conodonts from the lowermost Ordovician strata of South-Central Sweden». — Geol. För. Förh., vol. 77, p. 212.

MOBERG, J. C. & SEGERBERG, C. O. 1906. Bidrag till kännedomen om Ceratopygeregionen. — Medd. Lunds Geol. Fältklubb, Ser. B, no. 2, pp. 1—115, pls. 1—7.

MONSEN, A. 1937. Die Graptolithenfauna im unteren Didymograptusschiefer (Phyllograptusschiefer) Norwegens. — Norsk Geol. T., vol. 16, 1936, pp. 57—266, pls. 1—20.

NILSSON, R. 1952. Till kännedomen om ordovicium i sydöstra Skåne. — Geol. För. Förh., vol. 73, 1951, pp. 682—694.

— 1953. Några iakttagelser rörande undre och mellersta dicellograptusskiffern i västra Skåne. — Geol. För. Förh., vol. 75, pp. 43—48.

PEACH, B. N. & HORNE, J. 1899. The Silurian Rocks of Britain. Vol. I. Scotland. — Mem. Geol. Survey U. K.

RHODES, F. H. T. 1953. Some British Lower Palaeozoic Conodont Faunas. — Philos. Transactions Roy. Soc. London. Ser. B, vol. 237, pp. 261—334, pls. 20—23.

SANNEMANN, D. 1955. Ordovicium und Oberdevon der bayerischen Fazies des Frankenwaldes nach Conodontenfunden. — N. Jb. Geol. Paläontol., Abh., vol. 102, pp. 1—36, pls. 1—3.

SMITH, J. 1907. On the Occurrence of Conodonts in the Arenig — Llandeilo Formations of the Southern Uplands of Scotland. — Glasgow Nat. Hist. Soc. Trans., vol. 7, pp. 235—252, pls. 5—9.

STAUFFER, C. R. 1935. Conodonts of the Glenwood beds. — Bull. Geol. Soc. Am., vol. 46, pp. 125—168, pls. 9—12.

STØRMER, L. 1938. To the problem of black graptolite shales. — Norsk Geol. T., vol. 17, pp. 173—176. 1 plate.

STRACHAN, I. 1949. On the Genus *Corynoides* Nicholson. — Geol. Mag., vol. 86, pp. 153—160.

TJERNVIK, T. 1952. Om de lägsta ordoviciska lagren i Närke. — Geol. För. Förh., vol. 74, pp. 51—70.

— 1956. On the Early Ordovician of Sweden. — Bull. Geol. Inst. Uppsala, vol. 36, pp. 107—284, pls. 1—11.

Lövås gruva

Av

Nikolai Pilava-Podgurski

Abstract

The present paper includes the results obtained by geological survey during mining operations in the since 1954 abandoned and submerged Lövås mine, situated in Central Sweden.

The ore occured in the supracrustal leptite formation, which belongs to the Archean. The ore minerals were argentiferous galena, zincblende and some magnetite.

The peculiar large-scale alteration of rocks, from the preponderance of magnesia termed »magnesia metasomatism» and normally accompanying sulphidic mineralisation in Central Sweden, is lacking in Lövås.

INNEHÅLL

Sida
Inledning 179
Historisk översikt 180
Fyndighetens geologiska huvuddrag 182
Bergarter 183
Sulfidmalmer 186
Några ur gruvbrytningssynpunkt väsentliga geologiska förhållanden 191
Zinkbländet i Lövås gruva 192
Förekomst av mangan i Lövås gruva 194
Litteratur 194

Inledning

Lövås gruva är belägen 20 km SO om Falun vid sjön Nedre Klingens östra strand. I föreliggande arbete ges ett sammandrag av i denna gruva vunna geologiska erfarenheter. Under senare år har härtill följande bidrag lämnats.

År 1928 utförde dåvarande fil. kand. S. Landergren en undersökning och geologisk kartering, främst inom Augustaområdet på 76 m nivå. Vidare har undersökningsorterna och åtkomliga delar av äldre gruvrum under år 1933 geologiskt undersökts och karterats i skala 1 : 800 av professor P. Geijer. År 1944 karterade dåvarande teknolog B. Littke för sitt examensarbete (under professor Nils H. Magnussons överinseende) 76 m nivån och större delen av 113 m nivån skala 1 : 200. Från år 1952 till gruvdriftens upphörande i november år 1954 har geologiska arbeten utförts av fil. lic. N. Pilava. Dessa arbeten har bestått i kartering i skala 1 : 200 av 148 m, 180 m och delvis 113 m nivåer jämte diamantborrhål samt i kartering av en del arbetsrum. Dessutom har i korrelationssyfte högre tillgängliga delar av 76 m nivån samt i mindre utsträckning 37 m, 47 m och 60 m nivåer granskats.

För benäget tillstånd att publicera detta arbete framför jag mitt tack till AB Zinkgruvors tekniska direktör Sten-Erik Karlén. För förtjänstfull granskning av manuskriptet tackar jag GFF:s redaktör, docent P. H. Lundegårdh.

Historisk översikt

Sedan gammalt har gruvorna i Lövås malmfält (= Lövås gruva) indelats i två grupper, nämligen den norra, omfattande Stor- och Riddarstolpegruvorna, och den södra, till vilken hör Storgubben-, Präst- och Gamlegruvan. Gruvdrift har här förekommit sedan mitten av 1500-talet. Huvudprodukterna har varit silver och bly.

Endast den norra gruppens gruvor har haft betydelse. För en nutida bedömare ter sig dock även dessa gruvors ekonomiska betydelse som mycket ringa. Under tiden 1630—1878 har här nämligen producerats endast 806 ton Pb och 2 597 kg Ag. Gruvorna har under denna tidsrymd bearbetats i det närmaste kontinuerligt, med endast smärre avbrott. Hela den ovannämnda blykvantiteten motsvarar ca 1 års brytning i modern tid i Lövås.

Gruvarbetet upphörde år 1878, enligt F. R. TEGENGRENS Lövåshistorik (1951) »troligen delvis till följd av silverprisets stadiga nedgång under en följd av år».

F. R. Tegengren uppger, att man från början av 1600-talet till år 1878 ur det brutna berget utvunnit ca 10—15 % smältmalm med 10—30 % Pb. Den oskrädda malmens blyprocent hade följaktligen understigit 4,5 % Pb.

Under 1600-talet uppges smältmalmen ha innehållit ända till över 2 000 g/t Ag. Under 1700- och 1800-talen var silverhalterna lägre. De höll sig mellan 600 och 1,200 g/t Ag. I modern tid har blysligen (med 70—80 % Pb) haft silverhalter av storleksordningen 700—1 000 g/t Ag. Följaktligen har silverhalterna sjunkit ytterligare mot djupet.

En plausibel förklaring till detta förhållande är, att fyndighetens övre del utgjort en genom vittringsmetasomatos på silver anrikad del, d. v. s. fyndighetens övre del har utgjort en cementationszon.

Under gamla brytningsepoker uppges gediget silver ha påträffats i Lövås, men det har aldrig iakttagits i modern tid. Det gedigna silvret anses allmänt vara en produkt av sekundär omflyttning.

Med ledning av silvrets uppträdande i Lövåsgruvan kommer man till följande slutsats: Eftersom i gruvans djupare delar en stark minskning av silverhalterna noterats i jämförelse med gruvans övre delar, samtidigt som gediget silver icke längre påträffats trots mycket omfattande geologiska arbeten, torde malmerna i gruvans djupare delar vara belägna inom den av dagvattnet opåverkade primärzonen.

Brytning av kopparmalm har ägt rum under tiden mellan 1738—1778. Kopparmalmen härstammade i huvudsak från Adolf Fredriksgruvan. Malmproduktionen torde ha varit mycket blygsam. Sålunda uppges, att under sex års tid ur malm från ett av de bästa arbetsrummen endast framställts 6 ton Cu. År 1771 bearbetades en 8 cm lång kopparmalm och år 1772 en »god kopparmalm» med en längd av 13 m och en bredd av 0.6—0.9 m. Kopparmalmen uppges ha varit dels ren, dels uppblandad med bly och arsenik.

På grund av höga metallpriser bearbetades Prins Carls Gruva och Augustaschaktet under tiden 1915—1919. Den i Prins Carls Gruva brutna malmen bestod företrädesvis av zinkmalm.

AB ZINKGRUVOR har under åren 1925—1935, med vissa uppehåll, utfört undersökningsarbeten med schaktsänkning (Prins Carls och Vilhelms schakt), ortdrivningar och diamantborrningar (huvudsakligen på 76 m nivå). Det konstaterades därvid, att mer samlad malm uppträder i 3 à 4 malmstreck, respektive malmkroppar. Det största var Augustastrecket på 76 m nivå.

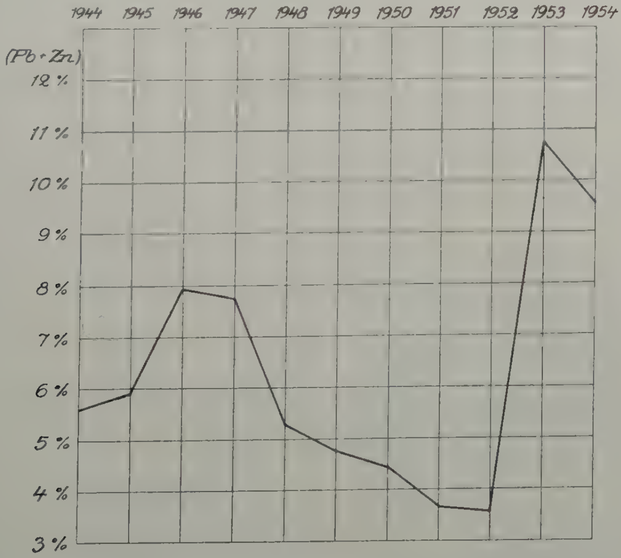


Fig. 1. **Lövåsmalmens halter av bly + zink under åren 1944—1954.**
Contents of lead + zinc in the Lövås ore during the period 1944—1954.

Under sommaren år 1941 begynte gruvdriften och varade till november år 1954. Till årsskiftet 1943—1944 omfattade gruvdriften tillredningsarbeten och kompletterande undersökningar. Den 14 januari 1944 igångsattes anrikningsverket. Malmproduktionen har sedan dess varit av storleksordningen 25 000—30 000 ton malm per år, och malmprodukterna har utgjorts av bly-, zink- och järnslig.

Den till anrikningsverket ingående malmens halter av (Pb + Zn) har från år till år varierat i enlighet med diagrammet i fig. 1.

De gynnsamma resultaten för åren 1953 och 1954 beror på att under dessa år till övervägande del brutits en god (genomsnittshalt = 13—15 % Pb + Zn), genom omfattande undersökningsarbeten mycket väl känd malm, nämligen »Storgruvemalmen» mellan 139—175 m avv. Tillvaratagandet av fattiga malmer under tidigare år har motiverats av den exceptionellt gynnsamma priskonjunktur för bly och zink, som varade från början av år 1947 till och med första hälften av år 1952.

Fyndighetens geologiska huvuddrag

Fyndigheten är knuten till en kalkstenskropp med inlagringar av kvartsit och jämnkornig leptit. Då och då förekommer i kalkstenskroppen även inlagringar av svartmalm. Detta s. k. kalkstenskomplex omges av porfyrisk leptit (fig. 2). Några friliggande partier av porfyrisk leptit har icke påträffats inom kalkstenskroppen. Oregelbundna amfibolitgångar genomsätter i olika riktningar samtliga ovannämnda bergarter. På några ställen inom kalkstenskomplexet har utfällning av sulfider ägt rum. De mest framträdande sulfidmineralen är blyglans och zinkblände. Dessutom förekommer små mängder kopparkis, arsenikkis, magnetkis och svavelkis.

Kalkstenskomplexet bildar en starkt sammanveckad synklinal, som mot NO slutar i form av in i den porfyriska leptitmassan inskjutande spetsar. Strykningsriktningen är i stort sett NO—SV. Kalkstenskomplexets nordöstra ände fältstupar 30°—40° mot SSV.

I samband med bergartslagrens veckning har en flytning av det plastiska kalkstens- och svartmalmsmaterialet till tryckminima ägt rum. Härigenom uppkom mäktighetsförskjutningar av kalkstens- och svartmalmslagren. Genom att bergarts-

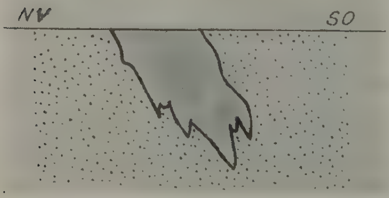


Fig. 2. Schematisk profil tvärs igenom kalkstenskomplexet, som omges av porfyrisk leptit.
Cross section of the limestone complex at Lövås (surrounded by porphyritic leptite).

lagrens motstånd mot de tektoniska krafterna på olika håll inom kalkstenskomplexet varierat, har veckaxlarna stundom fått olika riktningar. I det färdigveckade kalkstenskomplexet utfälldes sulfider och inträngde grönstensmagma, som stelnade till amfibolitgångar.

Bergarter

Porfyrisk leptit. En ljusgrå till ljusröd leptit med vanligen jämnt fördelade, upp till omkring 1 mm stora strökorn av kvarts, plagioklas och mikroklin. Små parallella glimmerfläckar förekommer inströdda i grundmassan.

Jämnkornig leptit. Hit hör alla de leptitlager, som finns inom själva kalkstenskomplexet. Färgen är grå till mörkgrå, stundom rödskiftande. Den jämnkorniga leptiten saknar strökorn och den porfyriska leptirens små, jämnt strödda glimmerfläckar.

Kvartsit. Bergarten liknar den jämnkorniga leptiten. Utan mikroskopets hjälp synes det vara omöjligt att avgöra, vilken av de två bergarterna som föreligger i varje enskilt fall. Både kvartsiten och den jämnkorniga leptiten saknar tydlig skiffrighet. Vad beträffar kornstorleken är de ofta hälleflintartade. Kvartsiten och den jämnkorniga leptiten uppträder i form av tunna bankar med tjocklekar från några millimeter till en meter eller mer. Bankarna är ofta sammanveckade och sönderdragna.

Kvartsiter har tydligen uppstått i samband med sulfidmalmsbildningen, eftersom i och intill malmerna endast påträffats kvartsit men icke jämnkornig leptit. Författaren har däremot icke kunnat fastställa i vad mån den kvartsit, som i gruvan förekommer på längre avstånd från malmerna tillsammans med jämnkornig leptit, är att betrakta som malmkvartsit eller kvartsit av sedimentärt ursprung.

Kalksten. Två typer av kalksten förekommer, den ena är gråvit och tämligen finkristallin. Denna kalkstenstyp innehåller ofta impregnationer av magnetit. Ibland är magnetithalterna så höga, att bergarten övergår i svartmalm. Stundom har i kalkstenen bildats impregnationer av PbS och ZnS.

Den andra, som är något mindre vanlig än den föregående, är vit, i det närmaste tät och kritliknande. I denna kalksten uppträder ofta tunna skikt (upp till några få millimeter tjocka) av gråvit, grågul eller ljusröd färg, vilka vanligen består av epidot och granat i olika proportioner. Magnetit förekommer icke i denna kalksten, och sulfider är sällsynta.

Dessa båda kalkstensvarianter bornerar rätt kraftigt vid reaktion med saltsyra. Alltså föreligger icke i någotdera fallet dolomit. Den i mellansvenska kalkstenar mycket allmänt förekommande ofikalciten saknas totalt i Lövås.

Svartmalm. Svartmalm förekommer företrädesvis i närheten av kalkstenskomplexets hängvägg. Magnetitkoncentrationerna uppträder än med kalksten, än uppblandade med skarnmineral (granat, diopsid, tremolit samt mindre vanlig epidot och hornblände). De rikare magnetitkoncentrationerna har genomsnittshalter mellan 20—30 % Fe.

Uppkomsten av svartmalmsskarnet synes vara betingad av att under sedimentationsprocessen, samtidigt med karbonat- och järnsubstans, även tillräckliga mängder kiselsyra kommit till avsättning. Skarnbildningen förefaller i huvudsak vara ett resultat av kemiska rekationsprocesser mellan de tre huvudkomponenterna utan nämnvärd substanstillförsel utifrån.

Här och var har påträffats utpräglat randig svartmalm, som består av välbevarade, i genomsnitt 5 mm breda skarn- och magnetitränder. Randningen tyder på ett sedimentärt uppkomstsätt för svartmalmen. Sannolikt har det ursprungligen även funnits en kalkrandig svartmalm, ehuru randningen senare utplånats av de tektoniska krafterna. Svartmalmens uppträdande i hängen utefter kontakten mot den porfyriska leptiten framhäver dess stratigrafiska horisontkaraktär.

Skarn. Ifråga om skarn kan följande indelning tillämpas:

1. Svartmalmens reaktionsskarn.
2. Kvartsiters och jämnkorniga leptiters skarn.
3. Kalkstensskarn.
4. Skarn, som uppstått i kalkstenskomplexets in i porfyrisk leptit inskjutande spetsar.
5. Skarn, som bildats i samband med sulfidbildningen.

1. Svartmalmsskarnet består av diopsid, tremolit, granat samt i mindre utsträckning av epidot och hornblände.

2. I kvartsit- och leptitbankarna förekommer fläckar och ådror av granat och epidot. Ofta uppträder båda mineralen tillsammans, men lika ofta består skarnet endast av något av dessa två mineral. Granatskarnet uppträder företrädesvis intill eller i närheten av svartmalm. Ibland bildar granatskarnet en bård utmed kontakten mot svartmalmen. Epidot i sin tur bildar ibland bårder utmed kontakten mot kalksten.

Ett helt annat skarn, som även uppstått på bekostnad av kvartsitleptitbankar, har mörkgrön färg och innehåller inströdda små ljusröda granatkorn (med en diameter av 1—3 mm). Skarnets grundmassa består av hornblände och därjämte av varierande halter av biotit och klorit. Skarnet förekommer utmed kontakter mot svartmalm; bredden av dylika skarnskikt understiger för det mesta 0.5 m.

3. Ett grovkornigt, massformigt diopsidskarn med granatfläckar har uppstått på bekostnad av kalksten. Vidare förekommer i kalksten fina, gröna ränder, som består av diopsid och som uppkommit genom omvandling av fina leptitränder.

I den kritliknande kalkstensvarianten uppträder tunna ränder (upp till ett fåtal millimeter breda) av gråvit, grågul eller ljusröd färg, som vanligen består av epidot och granat i olika proportioner.

4. Kalkstenskomplexets i porfyrisk leptit inskjutande spetsar har utsatts för större tryck än det plastiska kalkstenskomplexet för övrigt. Av den anledningen har här uppkommit en speciell skarntyp, som fyller mellanrummet mellan den omgivande porfyriska leptitens väggar. Skarnet är rätt glimmerrikt och någorlunda skiffrigt; ställvis är skiffrigheten tillskärpt av en och annan skölig zon. Huvudmineralen är hornblände, biotit, klorit jämte något granat. En mindre anrikning av FeS och $CuFeS_2$ har iakttagits.

5. Det enda skarnmineralet, som synes ha ett direkt samband med bildningen av sulfidmalmerna, är flusspat. Den har, i mindre mängder, iakttagits endast intill och inom sulfidmalmerna. Möjligen kan dessutom en del av det med malmerna förekommande hornbländet ha direkt samband med sulfidmalmsbildningen.

Amfibolit. Talrikast förekommer amfibolitgångarna inom områden med sulfidmalmer. De har följaktligen för sitt framträngande i stort sett varit hänvisade till samma delar av berggrunden som de lösningar, ur vilka sulfidmalmerna utfällts. Amfibolitmagmans genomträngningsförmåga har tydligen dock varit större än sulfidlösningarnas; amfibolitgångar förekommer nämligen inom något vidsträcktare områden än sulfidmalmerna.

»Amfibolitinjektionen» har fått karaktären av en oregelbunden genomådring. På grund av amfibolitkropparnas oregelbundna former har det icke varit möjligt att under gruvarbetets gång göra några som helst förhandskalkyler beträffande kropparnas utbredning.

Amfiboliterna är finkristallina, mörkt grågröna bergarter utan skiffrighet. Huvudbeståndsdelarna är hornblände och plagioklas. Plagioklasen är ofta omvandlad i sericit och epidot. Förutom de två huvudmineralen förekommer i grundmassan mindre mängder biotit, epidot och titanit. Några av gångarna har porfyrisk utbildning med gulaktiga strökorn, som består av till epidot omvandlad plagioklas. De största strökornen är av storleksordningen 2—3 mm. Amfibolitgångarnas kontakter mot omgivande bergarter är skarpa.

I några kalkstenspartier har påträffats amfibolitgångar, som breccieras av karbonatsubstans. Här har tydligen tektoniska krafter brutit sönder stela amfibolitgångar, varvid sprickor och mellanrummen mellan lösbrutna amfibolitbrottstycken fyllts med den omgivande kalkstenens plastiska karbonatsubstans.

I sitt examensarbete över Lövås Gruva (1944) anser B. Littke sulfidmalmsbildningen vara yngre än amfibolitgångarna. Han skriver härom följande: »— — — sulfiderna äro yngre än grönstenarna. På ett ställe i brytningsrummet i Augustamalmen iakttogs en större blyglansimpregnation på en spricka i grönsten; på andra platser har kraftig glimmerkloritbildning ägt rum vid gränserna mot sulfidmalmerna».

Dessa fenomen har författaren icke lyckats återfinna i de vid tiden för föreliggande arbete tillgängliga delarna av gruvan. Någon egen åsikt om åldersförhållandet mellan sulfidmalmer och amfibolitgångar har författaren icke.

Sulfidmalmer

Såsom malmtyp är Lövåsfyndigheten olik flertalet av mellersta Sveriges sulfidmalmer, nämligen sulfidmalmerna av Falutyp. Lövåsfyndigheten saknar de i samband med Falutypens malmer förekommande aureolerna av magnesiarika omvandlingsbergarter. Sålunda har kalkstenskomplexet blott i ringa grad angripits av omvandlande lösningar. Det i relativt obetydliga mängder förekommande skarnet förefaller i huvudsak vara ett reaktionsskarn utan nämnvärd substanstillförsel utifrån. Inom kalkstenskomplexet är bergarternas kontakter för det mesta skarpa och väl bevarade. De för Falutypen karakteristiska mineralen cordierit, gedrit och andalusit saknas fullständigt i Lövås, medan tremolit förekommer blott i obetydliga mängder. Den porfyriska leptiten, som omger kalkstenskomplexet och som når fram till Lövåsmalmernas närhet, har icke berörts av några metasomatiska processer. Någon som helst omvandling av porfyrisk leptit till malmkvartsit eller glimmerskiffer har icke förekommit. Kalkstenskomplexets kontakt mot porfyrisk leptit är för det mesta skarp och tydlig.

De omvandlingar, som finns i Lövås, är lokala och svaga. Det ligger nära till hands att tänka sig, att jordskorpans nuvarande, genom eroderande krafters inverkan blottade snitt redan vid omvandlingstidpunkten låg relativt högt. De omvandlande och sulfidförande lösningarna har endast i form av små »skvättar» förmått nå detta höga snitt på de lättast framkomliga ställena inom kalkstenskomplexet.

Genom att fyndighetens bergarter vid tiden för sulfidmalmsbildningen tillhörde ett högt snitt i jordskorpan, saknades där förutsättningarna för uppkomst av Falutypens omvandlingsaureoler kring sulfidmalmerna.

Sulfidmalmerna kan indelas i två huvudtyper, Storgruvetypen och Augustatypen.

Storgruvetypen är en Zn-Pb-malm, i vilken sporadiskt även förekommer kopparkis, magnetkis och arsenikkis. Dessa tre mineral uppträder i nära samband med varandra.

Karakteristiskt för Storgruvetypen är förekomsten av mycket Pb-Zn-rika delar inom malmkroppen. I dessa rika malmpartier är zinkhalterna högre än blyhalterna. Som ett exempel kan anföras halterna i ett dylikt malmparti i Storgruvemalmen på 148 m nivå, vilket på en bredd av 3.5 m hade en gomsnittshalt av 36 % Zn och 15 % Pb. Det är i dessa. malmkropparnas rika partier, som kopparkis och arsenikkis främst förekommer.

Dessa rika malmpartier i malmer av Storgruvetyp har uppkommit i kalksten med i allmänhet starkt hopveckade kvartsitbankar. Det förefaller som om kvantitativt kvartsit här förekommit rikligare än kalksten. Det har vidare konstaterats, att utfällningen av sulfiderna ofta begynt i kontakten mellan kalksten och kvartsit, och att malmbildningen därifrån spritt sig åt sidorna, i första hand dock inom kvartsitlagren.

Förutom av de ovan relaterade rika ZnS-PbS-partierna består Storgruvetypens malmer av kalksten med i underordnad mängd uppträdande kvartsitinlagringar. Malmmineralen är här blyglans och zinkblände med övervikt för blyglans. Blyhalten understiger i regel 15 % Pb.

Augustatypen utgöres av svartmalm med impregnationer av PbS och ZnS, här överväger PbS över ZnS. Dessa sulfidmineral förekommer lika allmänt i såväl kalkblandad som skarnblandad svartmalm.

De malmer, som i modern tid (sedan år 1944) visat sig vara brytvärda, är Storgruvemalmen, Augustamalmen och Prins Carlmalmen.

Storgruvemalmen har vait belägen längst i nordost, nära kalkstenskomplexets fältligg. Prins Carlmalmen har bildats i ett veck, som kalkstenskomplexet bildar nära uppfordringsschaktet. Augustamalmen har varit belägen nära hängväggskontakten mot porfyrisk leptit, mellan Storgruvemalmen och Prins Carlmalmen.

I de inre delarna av kalkstenskomplexet, särskilt där det är som bredast, saknas sulfidmineral praktiskt taget helt och hållet.

Storgruvemalmen var av god kvalitet mellan 139 m och 168 m avv. (fig. 3). Den brutna malmens genomsnittshalt var här under

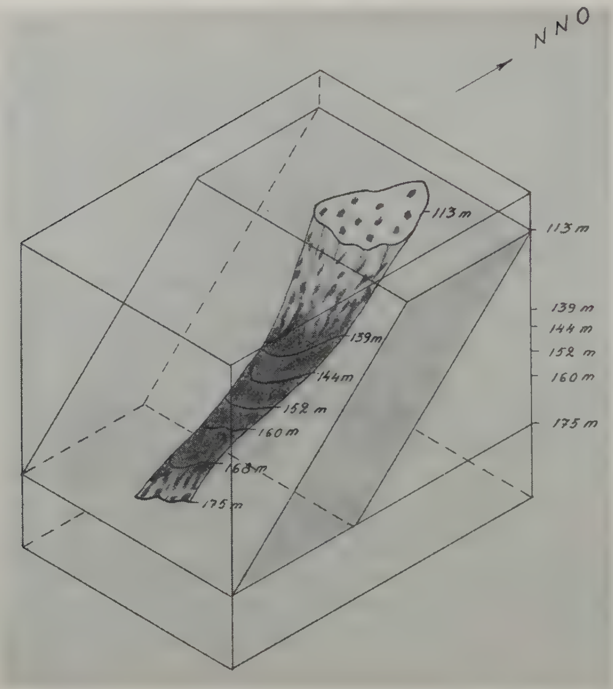


Fig. 3. Storgruvemalmen.
The Storgruve ore, Lövås.

tiden 1953—1954 13—15 % Pb + Zn med ungefär lika stora halter av Pb och Zn.

Malmareorna inom denna, malmkroppens rika del, var 200 m² på 139 m och 144 m avv. Nedåt krympte malmkroppen. På 152 m avv. var malmarean 150 m² och på 160 m och 168 m avv. endast 70 m². Under 168 m avv. försämrades Storgruvemalmens kvalitet snabbt, och på 175 m avv. bestod den blott av en fattig, spridd malmimpregnation.

Mellan 139 m och 113 m avv. är Storgruvemalmen icke närmare känd På 113 m avv. lär Storgruvemalmen har utgjorts av en rätt fattig, över en större area spridd malmkoncentration (fig. 3). Från dagen och ned till 95 m avv. hade Storgruvan brutits under gamla brytningsepoker. Att döma av Lövåshistorikens uppgifter kunde denna övre del av Storgruvemalmen icke ha fyllt moderna anspråk på »god malm».

Augustamalmen, eller riktigare Augustastrecket, lär ha varit av god beskaffenhet på 76 m nivå. Här hade strecket en längd av 140 m och bestod av några i streckets längdriktning efter varandra

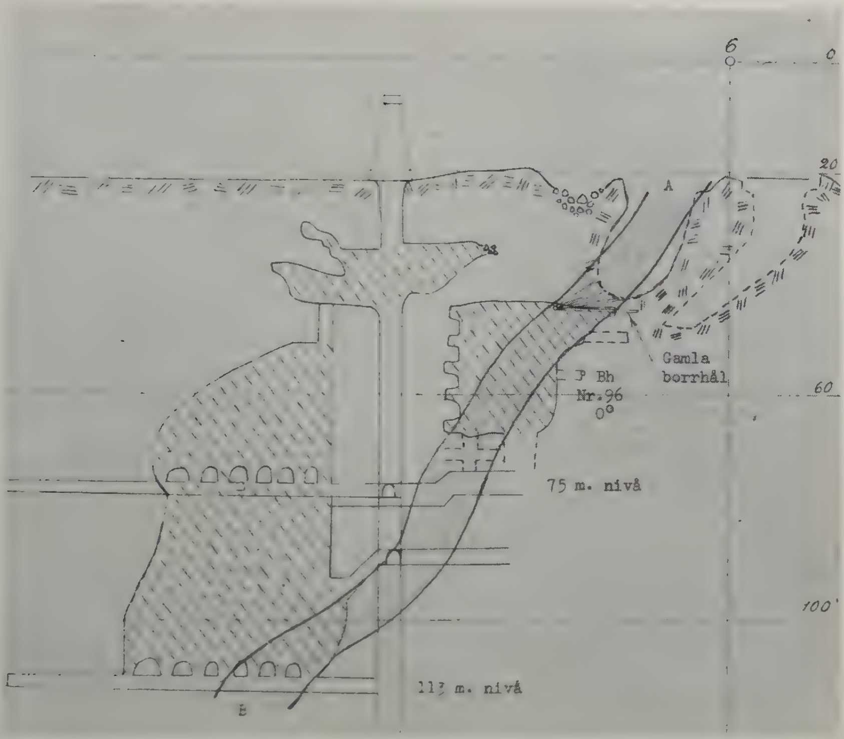


Fig. 4. A—B markerar Prins-Carlmalmens rikare partier. Skala 1 : 800.
Rich-ore body (A—B) in Prince Charles' mine, Lövås.

uppträdande malmkroppar med genomsnittsbredd av 2—2,5 m. Alla malmkropparna tilhörde Augustatypen.

Från 76 m nivå är malmen uppåt utbruten till en höjd av 10—20 m under dagytan, där malmbrytningen avbröts av hänsyn till den tvärs över strecket gående landsvägens säkerhet.

Under 76 m nivå hade malmens kvalitet försämrats. Den är dock utbruten till ca 110 m avv. Längre ner har malmen brutits från 140 m avv. (invid gruvkartans profil 10) uppåt till ca 125 m avv. Mellan 125 m och 140 m avv. var malmen fattig med högst 5 % Pb + Zn jämte en del svartmalm; malmarean var i genomsnitt 50 m². Att malmbrytning överhuvudtaget ägde rum mellan 125 m och 140 m avv. berodde på förhoppningen, att malmen högre upp skulle bli bättre. Man lockades härvid nämligen av att Augustamalmen på 113 m nivå var rätt rik. Detta visade sig dock vara en ren tillfällighet, och malmbrytningen upphörde på 125 m avv., där malmen var synnerligen fattig.

Prins Carlmalmen. Med »Prins Carlmalmen» avses malmkoncentrationerna nära schaktet. De tillhörde Storgruvetypens malmer.

Författaren har i fig. 4 markerat en zon med rikare malmpartier. För övrigt lär de brutna malmpartierna ha varit ytterst fattiga, och deras brytning torde ha motiverats av rådande, exceptionellt gynnsamma priskonjunkturer.

Såsom framgår av fig. 4 har zonen med rikare malmpartier icke varit föremål för brytning mellan 65 m och 100 m avv. Detta har dels berott på malmens läge, alltför nära schaktet, dels på avbrott i malmens kontinuitet. Sålunda uppträder malmen rik, väl samlad och med en malmarea av 50 m² på 90 m nivå. Men endast 5 m högre upp hade malmen övergått i en här och var förekommande svag impregnation. Samma malm återfinns högre upp på 75 m nivå, ehuru den här är fattigare än på 90 m nivå. På 70 m avv. är den totalt försvunnen. I ingetdera av de båda relaterade fallen kan malmens försvinnande tillskrivas förträngande amfibolitgångar, eftersom sådana saknas.

På 113 m nivå är Prins Carlmalmen ej särdeles rik. Under 113 m nivå har mot malmens förmodade fortsättning ett antal borrhål borrats, dock utan att påträffa den. På 180 m nivå, längst i söder, har en malmanledning utstrossats, som ursprungligen förmodats utgöra Prins Carl-malmens fortsättning på denna nivå. Malmanledningen tillhörde dock Augustamalmtypen, följaktligen av annan malmtyp än Prins Carl-malmen. Den bestod av över ett större område glest spridda blyglansfläckar och var icke ens närmelsevis brytvärd.

Ett borrhål i den kända Prins Carl-malmens fältligg på 57 m avv. påträffade icke någon malm (fig. 4).

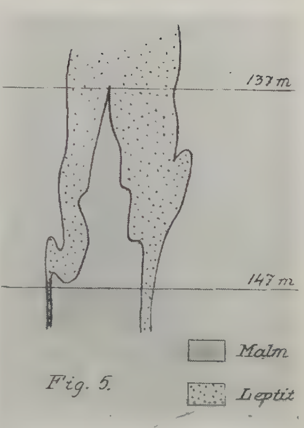
I gruvdriftens slutskede undersökta malmanledningar. En malm på 147 m nivå, mellan (gruvkartans) profil 10 och 11, har undersökts uppåt. Den tillhörde Augustatypen och hade en malmarea av 30 m². Provtagningen visade en halt av 2—3 % Pb, 0,7 % Zn och 32 % Fe. Det visade sig emellertid, att malmkroppen kilar ut 7—10 m högre upp mellan starkt sammanveckade leptitbankar (fig. 5).

På 180 m nivå undersöktes den s. k. »Västra malmen» uppåt. Den består av två rika malmkroppar av Storgruvetyp, belägna nära varandra vid profil 7. Malmarean var inalles 75 m². Vid utstrossning 5 m högre upp befanns den ena malmkroppen ha utgått helt och hållet, medan den andra hade försämrats så mycket, att dess brytning ej ansågs lönande.

Den vid profil 3 på 180 m nivå belägna »Schaktmalmen» var av Augustatyp med synlig area av 12 m² och en halt av 8 % Pb, 2—3 %

Zn och 20 % Fe. Den utstrossades på 175 m avv. och befanns där ha en malmarea av 25 m². Malmen efterföljdes uppåt några meter. Härvid försämrades den starkt, och slutligen var sulfidhalten så svag, att man såg sig tvungen att avbryta undersökningen.

Undersökning under 180 m nivå: Från 175 m och 180 m avv., nära schaktet, borrades sju diamantborrhål nedåt, vinkelrätt mot kalkstenskomplexets nordöstra ändas fältstupning. Dessa borrhål borrades genom kalkstenskomplexet, ända tills de nått in i porfyrisk leptit. Borrningsresultatet blev dock alltigenom negativt. 180 m nivån var gruvans djupaste nivå.



Utkilande malm av Augustatyp.
Part of ore body of Augusta type, Lövås,

På grund av negativa undersöknings- och diamantborrningsresultat på 180 m nivå jämte de ovannämnda negativa borrningsresultaten under 180 m nivån, samt på grund av alltigenom negativa resultat från omfattande diamantborrningar inom Lövås malmfält i dagen, upphörde allt gruvarbete hösten 1954. Någon ny undersökningsuppgift, som kan motiveras såtillvida, att förhållandena skulle ge väsentliga utsikter till nya malmfynd, finns icke inom gruvområdet eller dess närhet.

Några ur gruvbrytningssynpunkt väsentliga geologiska förhållanden

Malmbrytningens genomförande har ofta stött på stora, oberäknade svårigheter på grund av malmkoncentrationernas obeständighet och sporadiska uppträdande. Det har nämligen ofta visat sig, att en malmkoncentration från att ha varit väl samlad uppåt inom kort blivit fattigare och därigenom icke brytvärd, eller har malmen helt utgått. I en del fall har samma malmer åter blivit brytvärda högre upp. Avbrott i malmers kontinuitet har även förorsakats av övertvärande amfibolitgångar.

Till förfång vid brytningsplanernas genomförande har stundom varit förekomsten av olika fältstupningar. Man hade nämligen vid brytningsplanernas upprättande länge räknat med endast en fältstupning, nämligen med 30°—35° mot SSV, d. v. s. med den fältstupning, som i stort sett gäller för kalkstenskomplexets fältligg i NO.

Ett exempel på en från denna avvikande fältstupning utgör fältstupningen hos malmen intill profil 10, mellan 148 m och 113 m avv. Malmen i fråga fältstupar nämligen 50—60° mot öster. Tager man vidare de utbrutna rummen såsom uttryck för malmens form, så finner man, att fältstupningen hos Augusta-Vilhelmstrecket måste ha varit ca. 60° mot SO. Samma förhållande gäller fältstupningen hos den i gamla tiden brutna Riddarstolpemalmen.

De vid den geologiska karteringen noterade stänglighetsstupningarna och stupningarna hos på ytor framträdande valkighetsaxlar visade sig överensstämma med närliggande kända malmers fältstupningar. Dylika observationer användes därför i prognossyfte vid undersökningar av mindre väl kända malmer.

Erfarenheterna hade visat, att för genomförandet av en framgångsrik brytning fordrades omfattande och noggranna förundersökningar och en selektiv brytning.

Några förkastningar av större mått har ingenstädes kunnat påvisas. Endast få skölar ha påträffats och berget är exceptionellt hållfast.

Zinkbländet i Lövås gruva

Det är ett känt förhållande (Gabrielson, 1945), att elementen Ga, Ge, In, Cd, Mn, Fe och Co inträder i zinkblände i växlande proportioner. De faktorer, som reglerar halterna av nämnda element i zinkblände, är den elementassociation, zinkbländet ingår i, och de vid mineralets kristallisation rådande fysikalisk-kemiska förhållandena.

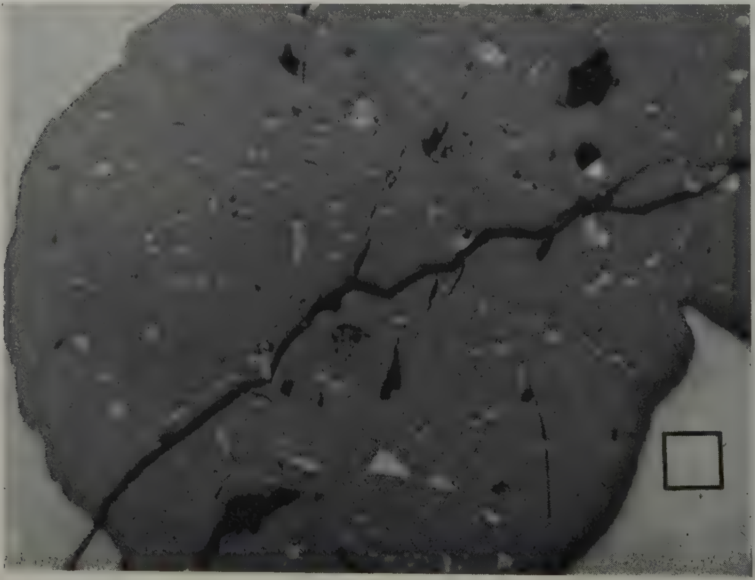


Fig. 6. Finkornig impregnation av kopparkis + magnetkis (= ljusa, små korn) i zinkblände (grått). Förstoring: × 120. Rutan i högra nedre hörnet har på det oförstorade polerprovet en kantlängd av 0.06 mm.

Fine-grained impregnation of chalcopyrite + pyrrhotite (pale grains) in sphalerite (grey). Lövås. Polished section magnified 120 ×.

Ga och Ge lär anrikas speciellt i zinkbländen, som uppträder i lågtemperaturmiljö, under det att In synes nå högre värden i zinkbländen som bildas vid intermediära temperaturförhållanden. Mn, Fe och Co är element, vilkas inträde i zinkblände gynnas av hög temperatur. Ifråga om Cd synes ej några påtagliga lagbundenheter framträda.

Zinkblände från Lövås underkastades på 1940-talet spektralanalys vid Sveriges Geologiska Undersökning. Innan det finmalda zinkbländeprovet analyserades, avskildes därur, i görligaste mån, övriga ingående mineral medelst separation med Clericis lösning. Analysresultatet blev följande: 47 % Zn, 0.11 % Cd, 0.0009 % Ga, — % In, — % Ge, 0.91 % Mn, 12.80 % Fe och 0.001 % Co.

Analysen visar relativt höga Fe- och Mn-halter, tydande på en hög bildningstemperatur för zinkbländet. Den låga Co-halten tyder åter på att metallen saknas i malmfyndighetens elementassociation. Kadmiumhalten = 0.11 % Cd är låg. I gynnsamma fall kan nämligen zinkblände innehålla 1—2 % Cd.

Det ovannämnda analysresultatet från Sveriges Geologiska Undersökning överensstämmer, förutom ifråga om Mn, med en, på föran-

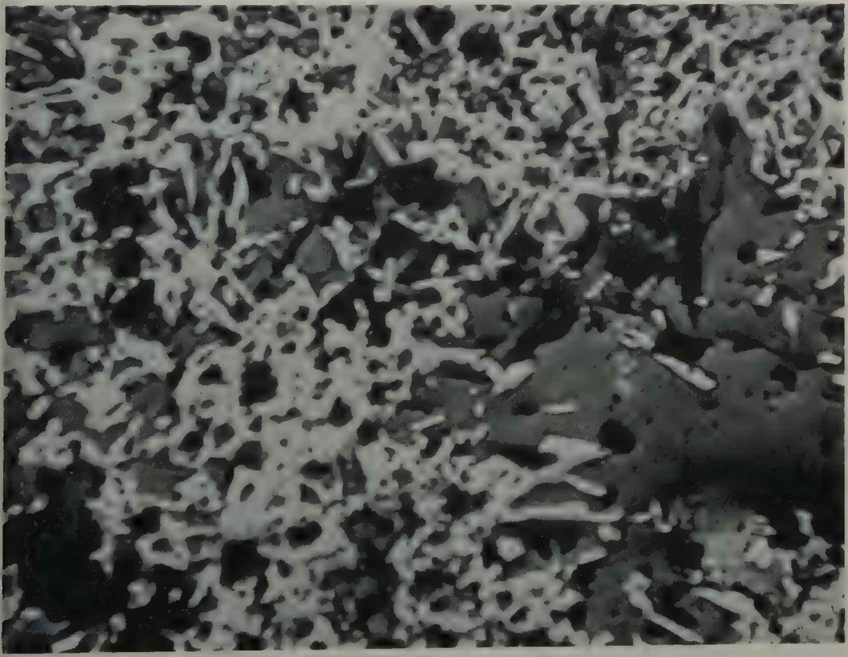


Fig. 7. Vita arsenikkiskorn, som vuxit på bekostnad av zinkblände (grått). Förstoring: × 75.

White grains of arsenopyrite which have grown at the expense of sphalerite (grey). Lövås. Polished section magnified 75 ×.

staltan av AB Zinkgruvor i april 1954 utförd spektralanalys av zinkbländeslig. Enligt denna analys var manganhalten blott 0.001 % Mn.

Analyser av zinksliger (med i genomsnitt 50 % Zn) innehöll omkring 10 % Fe. Vid författarens studium av ett antal polerprov från olika delar av Storgruvemalmen framgick, att zinkbländet städse innehöll mycket finkorniga impregnationer av kopparkis och magnetkis (fig. 6). Närvaron av dessa mineral i zinkbländekornen antyder, att zinkbländet kan ha varit järnrikare, men med ändrade temperatur- och tryckförhållanden har en avblandning ägt rum, som resulterat i uppkomsten av de finkorniga kopparkis- och magnetkisimpregnationerna.

Helt sporadiskt förekom inom Storgruvemalmen mindre malmpartier med avsevärd arsenikkishalt (med upp till 13 % As). Vid anrikningen av sådan malm steg avfallets Zn-halter kraftigt. Orsaken till denna stegring visade sig vara arsenikkisens struktur (fig. 7). Det av arsenikkismassan inneslutna zinkbländet gick i stor utsträckning förlorat i avfallet. Däremot hade blyglans endast i mycket liten utsträckning berörts av denna genomväxning med arsenikkis.

Förekomsten av mangan i Lövås gruva

Månadsprovet för mars 1953 från ingående malm till anrikningsverket innehöll 1.3 % Mn. Månadsprov på slutavfallet från anrikningsverket för augusti 1952, oktober 1952, december 1952, februari 1953, april 1953, juni 1953 innehöll respektive 1.8 %, 2.3 %, 3.3 %, 2.2 %, 2.2 % och 2.5 % Mn.

8 prov från olika kalkstenspartier i norra delen av 147 m nivå innehöll mellan 1.00—1.97 % Mn. En stuff från den Pb-Zn-rika, skarnhaltiga (granatrika) svartmalmen vid profil 3 på 147 m nivå innehöll 5.1 % Mn. Okulärt sett rena granatstuffer från leptitskikt innehåller upp till 9.2 % Mn. Denna undersökning tyder på att Mn uppträder jämnt fördelad i karbonatbergarterna och anrikas i granat.

Litteratur

Bolidens Gruv-AB, 1950—52: Prospekteringsavdelningens årsrapporter.

Cronstedt, Axel Fredrich, omkr. 1750: Mineral Historia över Dalarne. En kopia finns i AB Zinkgruvors arkiv.

Gabrielson, Olof, 1945: Studier över elementfördelningen i zinkbländen från svenska fyndorter. SGU, ser. C, nr 468.

Geijer, Per, 1916: Falutraktens berggrund och malmfyndigheter. SGU, ser. C, nr 275.

— 1933: Rapport rörande Lövåsen. AB Zinkgruvors arkiv.

Hjelmqvist, Sven, 1948: Beskrivning till kartbladet Falun. SGU, ser. Aa, nr 189.

Landergren, Sture, 1928: Preliminär geologisk rapport över Lövås gruvor. AB Zinkgruvors arkiv.

Littke; Bo, 1944: En geologisk undersökning av Lövås gruvor. AB Zinkgruvors arkiv.

Magnusson, Nils H., 1953: Malmgeologi. Stockholm.

Tegengren, F. R., 1924: Sveriges ädlare malmer och bergverk. SGU, ser. Ca, nr 17.

— 1951: Historik över Lövåsen. AB Zinkgruvors arkiv.

Oceanic Bottom Investigations and their Bearings on Geology

By

René Malaise

N. H. Odhner advanced in 1934 his »Constriction Hypothesis» to explain vertical movements in the earth's crust. He had found the forces of gravity to be inadequate, and likewise that of isostasy. The only force of a sufficient magnitude to cause mountain building and other elevations or submergences would be the force of temperature in expansion and constriction.

From the very hot interior of the earth, heat is conducted to the surface, and from it into space. The temperature of the earth's outer crust cannot be the same during a warm geological period as during a cold one, and this change in temperature must affect the crust so that it expands when warmed and constricts when cooled. From geology we know that the outer crust is composed of low vaults, viz. geoanticlines (= raised undulations) and geosynclines (= depressed undulations). The change of temperature in the crust caused by differences in climate affects the outermost crust only; a few tens of kilometers down we may assume the temperature to be practically constant. The lengthening of the earth's radius becomes accordingly rather insignificant. and the expansion will mainly be in a horizontal direction. The earth being a sphere or spheroid, its surface cannot expand laterally when heated in other way than that its wrinkles, geosynclines and geoanticlines, become more accentuated. These secondary vertical movements of the vaults are on the other hand most important. A raise in temperature of only 10° C. of the Scandinavian Shield would, for instance, cause a difference in altitude of about 960 m.

According to Odhner it was not the weight of the Quaternary ice-sheet that caused the sinking of Scandinavia and Canada during the Ice Age, but the cooling influence of the ice. Once the ice-sheets melted away, a Tertiary elevation of these shields, that had been interrupted by the Ice Age, was again taken up.

The waters of the oceans had been warmed up for millions of years during the Cretaceous and the older Tertiary, and its temperature at the bottom was then possibly about 25° C. higher than at present or

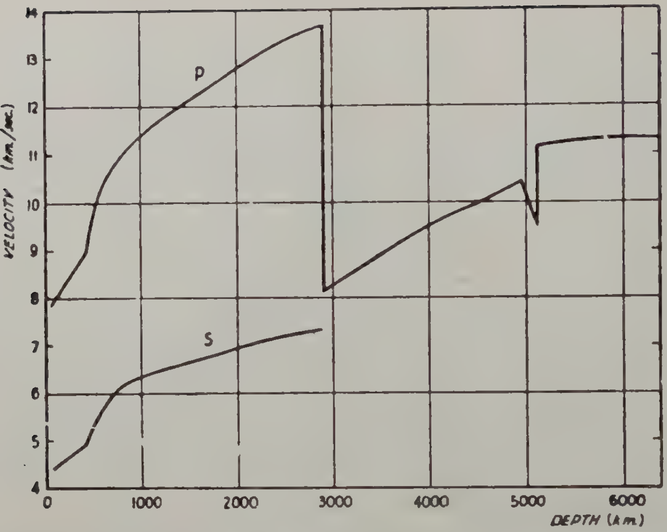


Fig. I. Velocity of Primary (P) and Secondary (S) seismic waves in the deeper layers of the earth. (From Bullen 1947 and 1953, An introduction to the Theory of Seismology).

The primary waves suddenly diminish their velocity at a depth of about 2 900 kms, but this velocity is again altered inside the core. The secondary waves stop altogether at 2 900 kms. The mantle to a depth of 2 900 kms, and also the innermost part of the core, are thus considered to be solid, but the outer part of the core to be essentially fluid.

during the Ice Age. The geosynclines, i. e. the marine basins of that time had expanded and were gradually bulged down deeper and deeper, and the ocean waters were accumulated into these depressed basins. As a result the general sea-level sank considerably. This slow lowering of the general sea-level continued until the end of the Pliocene, when this regression reached its maximum. This was the time when the now submarine canyons the world over were excavated subaerially by running water.

Towards the end of the Pliocene the general climate grew colder, and ice and snow accumulated on the higher parts of the also strongly elevated continents. The cold water from melting ice ran down into the oceans, and the bottom water of the marine basins became gradually colder and colder. The earth's crust below the basins became also cooled and constricted. As a result the extremely downbulged basins lessened their curvature, and began to regain the shape they had had before the downbulging started. These movements in the earth's crust resulted in a gigantic transgression, and the previously dried parts of the ocean bottoms were again inundated. The almost undisturbed stream-pattern of the drowned canyons is a measure of the rapidity of this

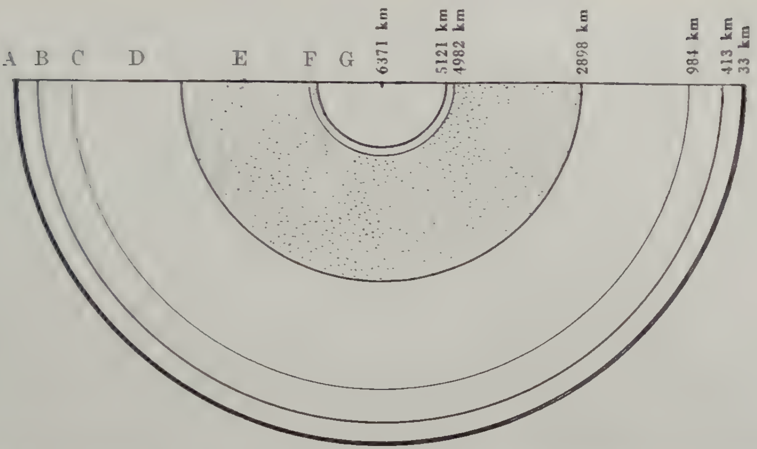


Fig. 2. Contemporary conception of the earth's interior, derived from studies of the velocity of seismic waves. (From MALAISE 1951, Atlantis, a Geological Reality. (Swedish edition.)

The earth's mantle (A — D) is solid, i. e. has a marked rigidity down to a depth of 2 898 kms, but the velocities of the various seismic waves change somewhat at depths of 33, 413, and 984 kms, possibly due to changed mineral composition induced by pressure. The initial strength of the material of the mantle (B — D) is not significantly less than that of the granite crustal layers (A). The outer region (E) of the core is essentially in a fluid state. The central part of the core (G) is significantly solid, i. e. possesses rigidity of the same order as the earth's mantle. The region F is possibly viscous? Even if the solid crustal layers were only 33 kms thick and all deeper layers were fluid, it is rather improbable that the weight of a 3 kms thick ice cover would cause any subsidence, considering the low specific weight of ice. With the thickness of the solid mantle amounting to 2 900 kms, any movement in this mantle, such as convection currents, continental drift in the sense of WEGENER, or the adjustment of a disturbed isostatic equilibrium, must be out of question.

transregression. For all supramarine living beings this transgression must have been a catastrophe without comparison. In the author's opinion, no better limit can be found between the Tertiary and the Quaternary than this transgression.

Most oceanographers deny the existence of such a regression and the following transgression. They cling to the more than 100 years old thesis of the American geologist JAMES D. DANA (1864) on the permanency of continents and oceans, viz. »Once an ocean, always an ocean.»

Scientists are sometimes a most conservative breed, and regarding fundamental theories they stick stubbornly to what they have learned in their youth, regardless of later contradicting evidence, which they simply disregard. Geophysists have, for instance, proved the earth's rigid crust is 2 900 kms thick and with a general rigidity comparable to granitic rocks in the open air (BULLEN 1953). EDWARD BULLARD (1954) states in »The Solar System» on p. 79: »There seems no doubt that the core of the earth is truly fluid.» . . . »The picture of a solid mantle surrounding a fluid core is beautifully confirmed by the observation at wave reflected at the outer surface of the earth and internally and externally at the boundary of the core.» HAROLD JEFFREYS (1954) says on p. 45: » The rigidity 50 km below the surface is already about two-thirds that of steel and increases to about 3 times that of steel half-way to the center.»

Still most geologists persist in believing in isostasy and that all movements in the earth's crust are depending on a disturbed isostatic equilibrium. They believe still a layer of ice or sediments, with a thickness of only a few kms, is able to press down this crust owing to the weight of such a layer. Although the crust is enormously thick and rigid, they think it behaves as if thin, floating on a fluid substratum.

Marine geologists and oceanographers are just as conservative, and this makes it extremely difficult, not to say impossible, for them to interpret most of their recent discoveries. MAURICE EWING (1952 p. 90) states:

> »Both the seismic data and the gravity data show the great similarity of the crustal structure of the Atlantic and the Pacific Oceans and their great dissimilarity to the continental crust. While neither seismic nor gravity data coverage is yet sufficient for us to come to a final conclusion, the hypothesis of the permanence of continents and ocean basins fits the existing data best. There are strong indications against the hypothesis of continental drift and foundered land bridges in the deep ocean basins.»

HILL (1953 p. 16) professes the same principles as EWING:

> »The difference in structure of the crustal layer of the oceans and continents give strong support to the view that the oceans are permanent features of the Earth's crust.»

The speed of earthquake waves and waves from exploding charges indicate that bedrocks under oceans are more dense and heavy than those under the continents. The bedrocks of the ocean have accordingly been considered to consist chiefly of dense basaltic rocks, wheraes rocks under the continents generally consist of a granitic layer over the basalts. This greater density of the layers under the oceans may be correct, but is it, therefore, definitely stated that these layers are fundamentally different from those under the continents? EDWARD BULLARD (ibidem, p. 85-86) states:

> »Systematic differences between the times of P (seismic waves) over continental and oceanic paths have been claimed, but it appears doubtful whether they are genuine, and it is certain that they do not exceed 2 seconds.»

J. W. GREGORY, (1930, p. cxxx—cxxxiii) argues against the principles of isostasy and that »the ocean-floor consists of rocks much heavier than that which form the land», and says on p. cxxxii:

> »As regards elasticity, it should not be overlooked that a layer below an ocean, say 20 000 feet below the surface, would be several hundred degrees cooler than a layer on the same plane beneath a continental plateau, and, should be more rigid and denser. The land is daily heated by the sun, whereas the ocean-floor lies in continuous contact with the almost ice-cold water of the deep-sea. A difference of elasticity between a suboceanic and a subcontinental layer does not prove a difference in composition.»

Has this GREGORY's suggestion been allowed to sink into complete oblivion? The thesis on the permanence of ocean basins and continents is contradicted by a multitude of geological evidences. Thus the correctness of CHARLES DARWIN's theory on the building of coral reefs around a volcano subject to a slow subsidence has recently been proved by finding the volcano 4 000 feet below the surface when boring on the Eniwetok Atoll. A former island may accordingly sink, but also larger parts of the present deep ocean basins have formerly been land.

EDWIN L. HAMILTON (1956) admits that the Pacific Mid-Oceanic Range formerly must have been elevated above the surface of the sea, and later sunken. He says on p. 48.:

> »Whether the major part of the submergence of the guyots was due to foundering of the great load of the Mid-Pacific Mountains or to subcrustal forces such as downward-moving convection currents (or cessation of upward currents), it appears proven that a subsidence of the Pacific Basin of several hundreds of fathoms did take place in the area of the Mid-Pacific Mountains.»

The conclusions of HAMILTON about a foundering of an ocean basin, although mainly correct, is in opposition to views held by most oceanographers. What is most astonishing is that he is discussing the possibility this sinking should be due to convection currents. The existence of such currents in the subcrustal layers (the mantle) is impossible and absolutely out of question owing to the rigidity of these layers and the lack of adequate forces to overcome this rigidity. The view of some scientists that the mantle to some slight extent might be viscous and tenacious, so that an extremely slow convection current could raise from the core to the crust, is far from tenable. The forces sponsored by a difference in temperature and a thereby caused lesser gravity of the subcrustal masses near the core and close to the crust can never even approach a magnitude sufficient to maintain a movement in these very tough and rigid layers. Temperature can travel towards the crust only by conduction, never by convection currents. To refer seriously to these convection currents, as done by VENING MEINESZ (1948), KUENEN

(1950) and many other authors, must either be founded on a general, but never expressed disbelief in the correctness of the results obtained by the geophysists, or else advanced as a joke with readers blindly believing in the authority of oceanographers.

From facts so far published about guyots the present author has found no reason to abandon his conception of these submarine mountains (published in 1951), as remnants of a former high-land that rose out of a Createaceous sea during the Lower Tertiary. This high-land was probably in spots protected by partly still existing covers of basaltic rocks. These protected spots remained accordingly less eroded than the rest. This landscape with its elevated »mesas» was drowned very rapidly at the very beginning of the Quaternary together with the now also submarine canyons the world over, by a general transgression. The waters of the oceans had, as already stated, previously been accumulated into the strongly depressed geosynclines of the earth's crust until the end of the Pliocene.

The present author wrote about the then recently discovered guyots in 1951, p. 109:

> »The author cannot share HESS' view, but is most inclined to regard the whole area as a sunken or rapidly drowned continent (desert?) with the isolated mountains as remains of an older, undulating highland (peneplan), which was almost wholly eroded. The flat surface of the mountains with their edges slightly inclined towards the steep does not contradict such an interpretation, and the occurrence of steep inclines parallel with the coarse of the vessel, to which HESS draws attention, suggests that the sides of the mountains are traversed by deep ravines (Barrancos). This implies sculpture by running water above the surface of the sea comparable with the sculpture of the continental shelves at roughly equal depth. The submarine flat-topped mountains discovered in the Atlantic with marine chalk from the Eocene may be similar formations».

Field geologists have for years established the occurrence of conglomerates along many coasts bordering depths of several thousand metres and with the pebbles of the conglomerates increasing in size towards the coast. This shows that the conglomerates formerly had been brought down as gravel by running water coming from a higher land where it is now deep-sea. Such sediments (conglomerates) are, for instance, found along the western coasts of Peru in close vicinity to oceanic depths of 4-6 000 metres or more. A. HOLMES (1945) states that the gold-bearing sediments of the Gold Coast in West Africa were deposited by a mighty ancient river coming from the south where it is now deep ocean basin. J. BARRELL (1914) was able to reconstruct an enormous Devonian delta in the Appalachians, and its structure shows that all the material came

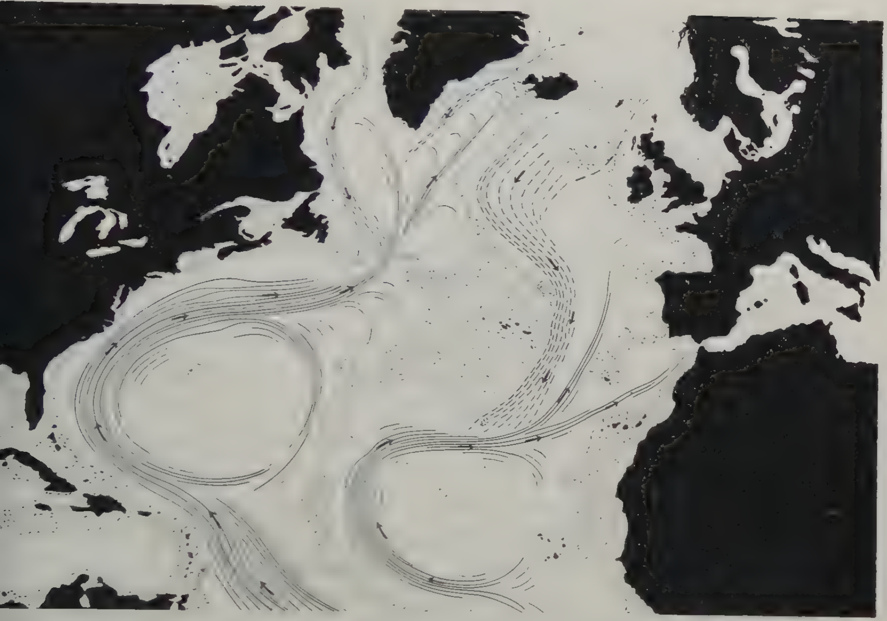


Fig. 3. Sketch-map of the North Atlantic during the Mindel-Riss (Kansan-Illinoian) Interglacial with the probable distribution of land and of sea-currents. Continuous lines stand for warm marine currents, interrupted lines stand for cold ones. (From MALAISE 1951.)

Along the middle of the Atlantic Ocean a continent reached from Iceland almost to the Antarctic. This continent remained above the surface of the sea during the Pliocene and the entire Ice Age. With every reason we may name this continent Atlantis. Greenland was connected with Iceland and Europe by a land-bridge. The land-locked Arctic Ocean emptied its surplus water into the Atlantic by two mighty rivers, one on each side of Iceland. It is a part of the Pliocene bed of the westerly of these rivers American oceanographers have discovered as a mid-oceanic canyon. A warm marine current washed the shores of Western Europe and North Africa. That is the reason why the Mediterranean had a tropical marine fauna during the Tyrrhenian transgression and Sahara had a more moist climate until the end of the Bronze Age.

from the east. The Norwegian geologist O. HOLTEDAHL (1935 p. 117) says about the South Antillean Arc:

»With their large amount of terrigenous, clastic sediments, etc. the South Orkneys and also South Georgia agree with the folded ranges of the continents. In fact, in order to explain the existence of the masses of sediments we must assume land to have been present where there is now deep sea.»

Proofs of marine transgressions of the continents are innumerable, but I have seen no geologist express my 1951 published belief that every part of the present oceans also once upon a time may have been dry and. The dogma of DANA must not be challenged.

In vain oceanographers the world over have tried to attribute the submarine canyons to the activity of submarine agencies. Most up to date are at present the so-called »turbidity currents», e. g. avalanches of water-soaked mud. Down the incline of a continental shelf they are believed to rush, and then to continue over the more or less horizontal ocean bottom carrying mud and sand for thousands of miles. Turbidity currents may and do occur, but their excavating capacity is most questionable. At any event they cannot excavate a canyon in granite or other hard rocks, and such canyons have been found. Many of the canyons are of awe-inspiring dimensions, comparable on land only to the canyon of the Colorado River. Many, if not most of the submarine canyons may be connected with recent rivers.

FRANCIS P. SHEPARD is the only American oceanographer who does not believe in the excavating capacity of turbidity or suspension currents. His canyon studies have convinced him that subaerially running water is the only agency that can be responsible for the excavation of the now submarine canyons. This presupposes great changes in the sea level that he cannot explain. He says (1949 p. 42):

»Yet even in lakes the suspension currents fail to produce erosion.» . . . »We are thus left with only one hypothesis, namely, that the areas where the canyons are found were once above water and were eroded by rivers in the same way as the present land canyons.» . . . (p. 43). »In view of the accumulating evidence of great submergence which is so clearly indicated by the world-wide distribution of the submarine canyons, we are forced to conclude either that this evidence is all very misleading or that tremendous changes have actually taken place. It is possible that all or most of these changes have been due to shifting sea levels. To be sure, it is difficult to find any way to get rid of the vast amount of sea water that is demanded by a subsidence of the oceans of such dimensions.»

The Constriction Theory of ODHNER is the only one that can explain in a simple and natural way where the surplus of ocean water was stored during the Pliocene, viz. in the extremely downbulged geosynclines the world over. No other theory can in addition explain in an equally simple way gravity anomalies, mountain building, subsidence, earthquakes, volcanism, marine grabens, etc. (Comp. MALAISE 1951).

American oceanographers published in 1953 (Bull, Geol. Soc. Amer. 64, p. 865) the discovery of a submarine canyon in the middle of the Northwest Atlantic Basin. The canyon follows roughly the trend of the coast line of Newfoundland and Labrador. »The canyon has been traced from 52° N. to 38° N. latitude, a distance of 1 200 miles. Over most of its known lenght it is box-shaped with a flat floor and steep walls.» . . . »Its depth below the adjacent deep sea floor ranges from 100 fathoms near 52° N., where the sea-floor depth is 2 240 fathoms, to 10 fathoms near Lat. 38° N., and its width ranges from 3 to 5 miles except near the southwest corner of the surveyed area where in 2 750 fath. the canyon broadens and loses its boxlike shape.»

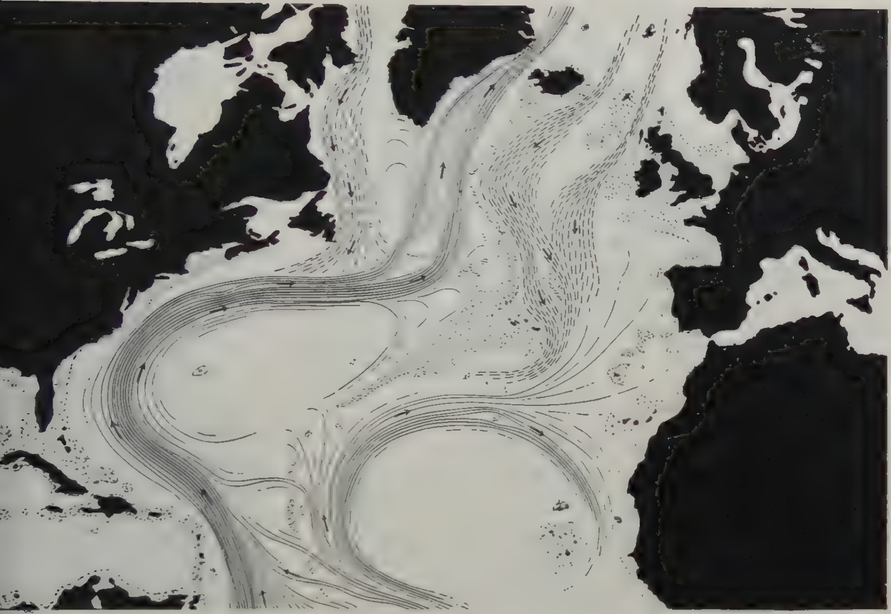


Fig. 4. Map of the North Atlantic at or shortly before the end of the last Glacial Epoch, i. e. about 11 000 years ago. (From MALAISE 1951.)

The former land-bridge between Greenland and Europe was now interrupted in several places and the Gulf Stream accordingly had access to the Arctic Ocean, but was still prevented by the northern part of Atlantis from reaching the North-Eastern Atlantic Basin. With the penetration of the Gulf Stream into the Arctic Ocean the meteorological situation was changed for the entire Northern Hemisphere and consequently for the earth as a whole. This change of the meteorological situation constituted one of the most important factors in the ending of the Great Ice Age.

This remarkable canyon represents, in the present author's opinion,the bed of a Pliocene river coming from the then land-locked Arctic Ocean. The lower part of this ancient river was drowned in connection with the great transgression at the beginning of the Ice Age. It may safely be predicted that future investigations will show the prolongation northward of the found canyon to turn towards the Denmark Straits.

To attribute the excavation also of this canyon to the activity of turbidity currents must be rather doubtful. The principal foundation for turbidity currents is an accumulation of mud in large quantities, and this presupposes large, slow-running rivers in the vicinity. No such rivers are available in this region. Even if some mud would be accumulated and a turbidity current would start, it would be strictly local and thousands of years must elapse before this could be repeated. Canyons excavated by such currents, if at all, would be directed out from the coast, and not parallel to it.

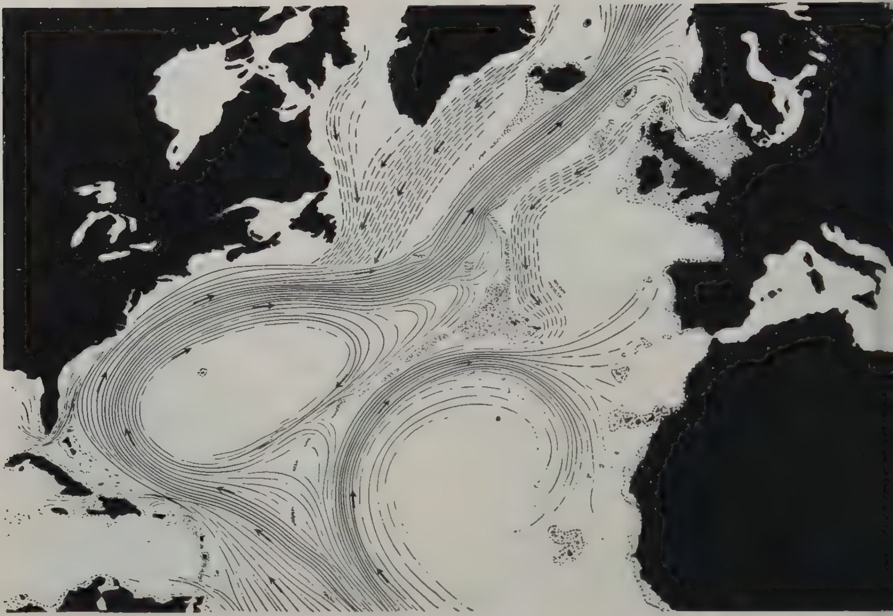


Fig. 5. Supposed direction of warm and cold marine currents in the North Atlantic during the Post-Glacial »Climatic Optimum», 5 000 — 1 000 B. C. (The time of the European Bronze Age.) (From MALAISE 1951.)

When the narrowest part of the land-bridge between Iceland and the main Atlantis Continent had sunk, the Gulf Stream, concentrated and directed by this continent, could proceed east of Iceland far into the Arctic Ocean. The Polar Basin became thus much warmer, and consequently the climate of the entire Northern Hemisphere became more genial. The water from the Gulf Stream then reached the western coast of present Sweden. The cold water from the Polar Basin could from now on go south as a surface stream following the eastern coast of Greenland, and the cold and warm streams no longer blocked each other's passage. Another rather cold current from the Baltic probably followed the coasts of Denmark and Scotland, and passed southwards east of Rockall Island and along the eastern coast of Atlantis. The distribution of warm and cold marine currents at that time made it possible for the inhabitants of Atlantis to reach South- and Central America, North Africa, and Western Europe as far north as Scandinavia with such primitive vessels as rafts, and they could always return home by convenient streams. The ancient high cultures of Central- and South America may have originated from Atlantis.

Abundant biological and other evidences point to a Tertiary existence of a land-connection between Europe and Greenland via Iceland. This land-bridge remained probably above sea-level during the entire Quaternary and prevented thus the Gulf Stream to enter the Arctic Ocean. The shallow Bering Straits was also dry land, and the Arctic Ocean accordingly a land-locked basin, probably subdivided into several basins. Humidity was constantly brought by winds from the Atlantic to this land-locked Arctic Ocean. It was this surplus of water that created at least one mighty river, but probably two ones, one on each side of Iceland. It is the ancient bed of one of these rivers the oceanographers now have found as a mid-oceanic canyon (Fig. 12, p. 220).

In 1951 the author advanced the theory that it was the sinking of the land-bridge between Greenland and Europe and the consequent penetration of the Gulf Stream into the Arctic Ocean that was instrumental in the ending of the Ice Age. When, later on, the northern and lowest part of the Mid-Atlantic Ridge also sank below the surface of the sea, the Gulf Stream could enter the Arctic Ocean also between Iceland and Great Britain. The Gulf Stream was then concentrated and directed towards the Arctic Ocean by the remaining parts of the Ridge, and could thus penetrate further north than previously and also than to-day. In the author's opinion this was the cause to the »Climatic Optimum» of the European Bronze Age (Fig. 5).

A confirmation of these the author's both views was given in the Russian journal »Priroda» (Nature), March 1953, p. 62. Russian scientists on the ice-breaker »Sadko» found that the Atlantic waters entered the Arctic Ocean för the first time 10-12 000 years ago, and that this influx of Atlantic waters increased 3-5 000 years ago. The intigration of ionium was used for the dating. A request of the present author to Leningrad for a copy or a reference to the original report from the »Sadko»-expedition was declined. The statement about the first influx of Atlantic waters into the Arctic Ocean may have been founded on an absence of boron adsorption or of Atlantic *foraminifera* in deeper sedimental layers of this ocean. This absence is also a geological proof that the land-bridge between Greenland and Europe existed above water until the end of the Ice Age.

To-day the main part of the Gulf Stream turns south. This branch of the Stream washes the coasts of North Africa and is there regarded as comparatively cold. Because it is cold, the air from it blowing in over North Africa becomes warmed up over the continent and can then hold more humidity than before. No, or very little rain falls then on land, and North Africa is therefore arid. Before the Mid-Atlantic Ridge sank, a tropical warm current from the south brought humidity to North Africa and to Western Europe. With the growing might of the Canary Current and the sinking of equatorial parts of the Mid-Atlantic Ridge this warm current from the south was gradually pushed further away from the African coasts. Nowadays it is directed across the Atlantic Ocean towards South and Central America ultimately to feed the Gulf Stream.

R. W. Kolbe of the Swedish Museum of Natural History published in 1955 a paper »Diatoms from Equatorial Atlantic Cores». He found that some of the sediment cores taken during the cruise of the »Albatross» contain a rich flora of diatom-algae. Different species of these small algae live abundantly near the surface of the sea, and other species in

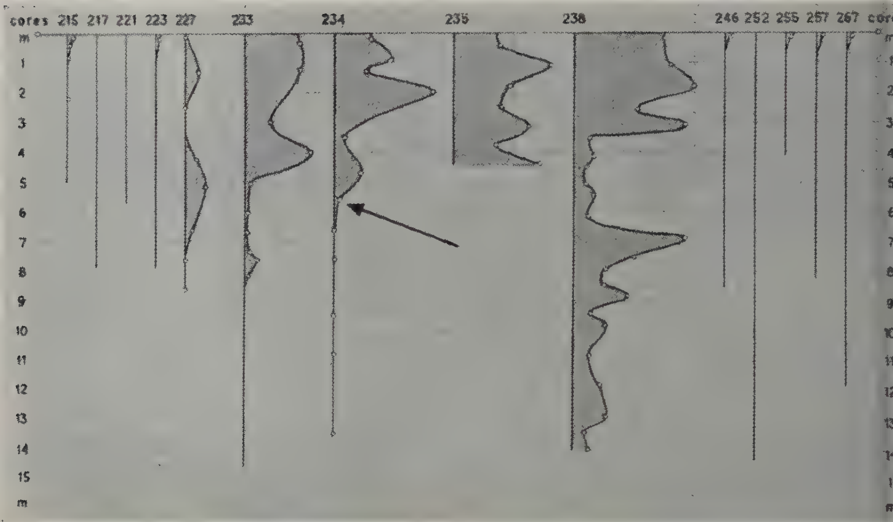


Fig. 6. Frequency curves of diatoms from some tropical Atlantic bottom core samples. (From KOLBE 1955.)

The finds of exclusively freshwater diatoms at a level of 5.52 m (the arrow) is a univocal proof that this point on the Mid-Atlantic Ridge formerly was above the surface of the sea. In core 238 (Romanche-Deep) the sedimentation was probably rather rapid.

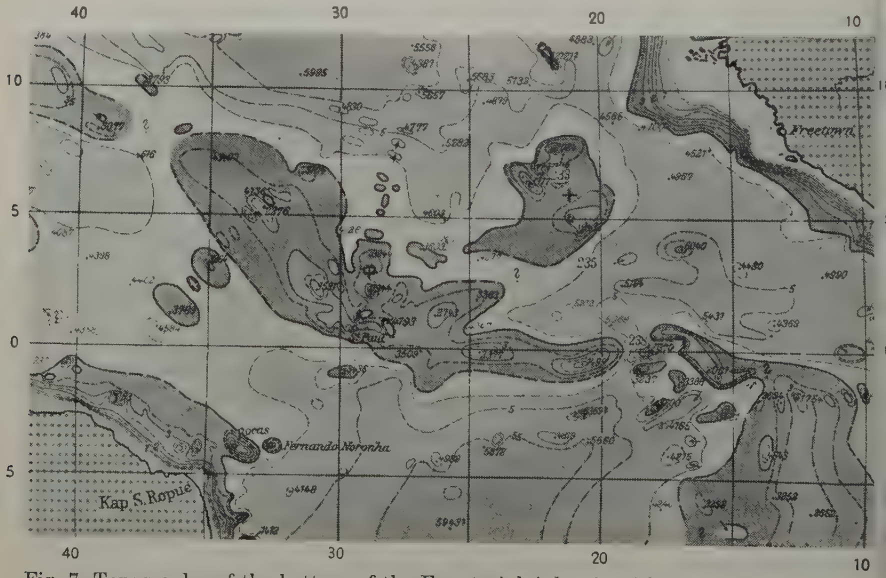


Fig. 7. Topography of the bottom of the Equatorial Atlantic with places for some cores rich in diatom-algae. (From MALAISE 1956.)

Core 234(+) happened to hit the place of a former freshwater lake that later on was covered by salt water in connection with the sinking of the Mid-Atlantic Ridge.

fresh-water lakes. After death their siliceous shells sink to the bottom. No species can live in both salt and fresh waters, but dead fresh-water species may be brought to sea by rivers or by the wind. It was therefore not susprising to find remains of fresh- and salt-water species mixed in the bottom sediments. In one of the cores (nr. 234), from a depth of 3 577 m., the upper half of the sediments were rich in a mixture of salt-water and fresh-water species (Fig. 6). At a sedimental depth of 5.20 m., the sediments in that core were still rich in diatoms, but they were exclusively of fresh-water species, 18 different species in thousands of specimens. The coring apparature had apparently hit the bottom of a former fresh-water lake that later had been drowned by the raising sea. The lake had been situated on a part of the Mid-Atlantic Ridge, which now submarine mountain range formerly had reached above the surface of the sea (Fig. 7).

This part of the Mid-Atlantic Ridge is not the only one that formerly had reached above sea-level. Further north, the American oceanographer C. S. Piggot took in 1936 a series of 13 bottom sediment cores between Falmouth and Halifax. One of these cores was taken as close as possible to the summit of the Mid-Atlantic Ridge, here locally named the Faraday Hills. On each side of the range, and only 30 kms from the summit core, other samples of the bottom sediments were taken. 30 kms to the west of the Range the sedimentation had been extremely slow, as the sediments consist of skeletal remains of microscopically small *foraminifera* of the same species as those now living in the Gulf Stream. 30 kms to the east of the Ridge, the sedimentation had been rapid with thick layers of sand and gravel, apparently dropped from melting ice.

This difference in the sedimentation indicates univocally that the Gulf Stream was prevented to pass over the Mid-Atlantic Ridge, that must have reached above the surface of the sea. During the entire Ice Age and for thousands of years after its end, a cold marine current from the north passed along the eastern side of the Ridge, and floating ice was brought by the same current as far south as to the Azores. Erratic blocks are therefore found abundantly along the eastern shores of these islands, that were part of the Mid-Atlantic Ridge, but the erratic blocks are entirely wanting on their western side.

From results obtained by the German »Meteor» Expedition, geologists have explained the Mid-Atlantic Ridge to have been a mountain range, sculptured subaerially by running water, and later sunken. The present author advanced in 1951 a theory that a rift, similar to the present one over the African lakes, had appeared across the ancient Gondwana Continent early in Tertiary. This row of lakes became gradually, and probably in Oligocene, a marine channel separating the eastern and west-

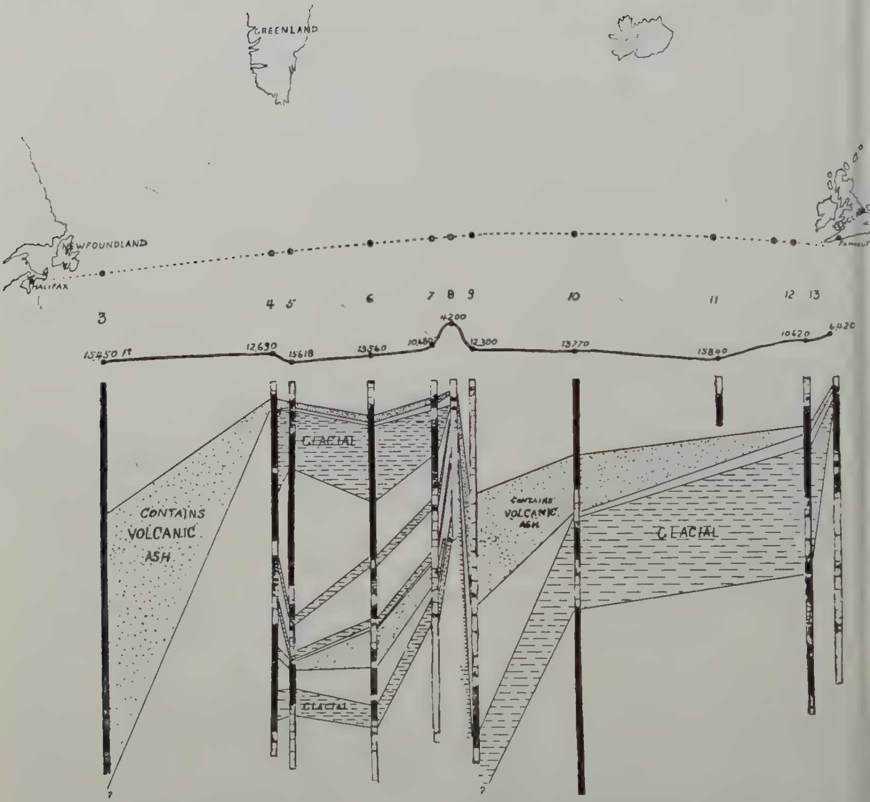


Fig. 8. Diagram showing the composition of bottom core samples across the Atlantic, inside the area of the Gulf Stream, collected by Dr. C. S. Piggot in 1936. This diagram contains the first geological proof that the continent Atlantis existed until well into prehistoric times. (From Piggot 1938.)

The occurrence in certain of the core samples of remains of Foraminifera only living in cold water indicates that these strata were laid down in times with a colder climate than the present one, i. e. colder periods of the Great Ice Age. Some of the cores may reach down to the beginning of the Würm (Wisconsin) glacial stage. The present sedimentation in the area of the Gulf Stream is uniform and free from inorganic mud. The bottom streams are too slow to transport sand and mud for any distance, and such transportations can only be accomplished by surface streams carrying floating ice. The great difference in the deposits on the two sides of the now submarine Mid-Atlantic Ridge, here locally named Faraday Hills, indicates definitely that this ridge once separated a cold surface stream carrying floating ice and coming from the north, from the warm, mud-free Gulf Stream. This separation could only have been accomplished if the Mid-Atlantic Ridge then reached above the water level. This ridge was part of a continent during the Pleistocene and remained above water for many thousands of years after the end of this epoch. If the extra contribution of volcanic ash to the Post-glacial marine sediments is left out of consideration, core no. 10 shows that inorganic sediments were deposited for as long a time during this Post-glacial Epoch as the duration of the last cold period itself. It is thus evident that the continent we have called Atlantis may well have been contemporary with the older Egyptian culture. According to radioactive dating the base of the upper zone that contains volcanic ash, was deposited 12 000 years ago.

ern parts of that continent. This geosynclinal and elongately S-shaped marine channel became gradually deeper and deeper. From its bottom rose then in Miocene, 14-16 million years ago, a mountain chain or elongated continent, the present Mid-Atlantic Ridge.

Before this range rose out of the marine depression, this marine channel was flanked on both sides by continental blocks. Simultaneously with the increasing depression of the bottom of the channel, the flanking anticlinal continental blocks were elevated and accordingly eroded on their surface. When the bottom of the geosyncline finally rose, the flanking continental blocks lost their common abutment, and collapsed. They diminished then their curvature, sank, and exposed thereby the still soft base of the newly uplifted former geosynclinal bottom between them to a tremendous lateral pressure. The sedimental layers of the just elevated parts became folded and wrinkled longitudinally into a mountain range. This range was later sculptured by running water.

When these former continental blocks lessened their curvature and sank, they became either inundated by the sea or not, but they remained positive vaults (anticlines) and were separated from the newly elevated ridge by a synclinal depression, viz. remnants of the original marine basin or channel. If these changes took place in the Miocene, the climate was then still warm and the expansion of the vaults continued for millions of years. Towards the end of the Pliocene this development culminated, and before the transgression at the beginning of the Ice Age set in, the geographical situation of the North Atlantic Region was as follows: Along the middle stretched a narrow, mountainous continent, n a general north to south direction and flanked on both sides by marine depressions. Beyond these stretched on each side a low and rather broad continent. Between the westerly of these and the American Continent was a marine depression that in its southern part was subdivided by he Bermudas Anticline with its present sea-mounts above water. It seems as if the low and broadest of the continents had a depression in its middle possibly occupied either by fresh-water lakes or by the sea.

When the great transgression between the Tertiary and the Quaternary occurred the cold water caused a lessening of curvature of all hese vaults of the earth's crust. All vaults of the present Atlantic Region, except for the Mid-Atlantic Chain and the Bermuda Range with ts present sea-mounts, resumed an almost horizontal level. The Northwest Atlantic Basin consists accordingly of at least three, and possibly our synclines (negative vaults) separated by positive ones. Nowadays hese vaults are almost on the same level due to constriction owing to he cooling influence of the ocean water, whereas before the transgression hey must have been strongly depressed, respectively elevated. Those parts of the present ocean bottom, which are almost deprived of measurable loose sediments were land before the Ice Age; in the former marine depressions mighty masses of unconsolidated sediments are accumulated. Lateral to the anticlines thick strata of probably Tertiary sediments previously washed down from the former high-lands cover the magmatic rocks of the crust. Their existence has been demonstrated by means of seismic methods.

The coarse sand, resembling that of beach-sand, which was found far off from any coast in the deep sea, may really belong to former shore-lines. The first impression of Ewing, when in 1947 he found deep-sea sand, was of a former shore-line as stated in the Geographical Magazine (1948), but this interpretation must later have seemed to him too fantastic, and the sand is now ascribed by him to the activity of turbidity currents 1 000 miles from their origin. The dumping of an isolated load of coarse sand at such a distance seems to be beyond the power of even the mightiest of turbidity currents.

A consequence of our presumption of the existence of a land-bridge between Greenland and Europe during the Ice Age and that the Mid-Atlantic Ridge also reached above the surface of the sea would be that the Gulf Stream could not reach either Europe nor enter the Arctic Ocean. This stream must instead have been forced to turn in part Northwest towards the Baffin Bay Region, and thus give these now barren tracts a much more genial climate than the present one, and this during the entire Quaternary. A confirmation that this may have been the case is that the eastern coasts of Newfoundland and of the New England States never were covered by a land-ice.

In every marine basin on the Northern Hemisphere a warm current from the south will turn eastwards and wash the eastern shores of the basin. From the same cause, viz. the movement of the earth around its axis, a cold current from the north will follow close to the western shores of the same basin. (Compare the warm Kuro Shio and Gulf Streams and the cold Bering and Labrador Streams to-day.) Therefore, the narrow continent of the Mid-Atlantic Ridge enjoyed in its northern parts a genial climate along its western shores, where it was washed by the Gulf Stream, at the same time as a cold marine current washed its eastern shores.

Simultaneously a warm, humidity bringing current from the south was directed towards West Africa and Southwestern Europe, (Fig. 3—5) Accordingly the Saharan Desert must then have been a more fertile land than now. On ancient rock-carvings people and herds of cattle are also depicted where now extreme desert conditions prevent any permanent human settlements. Egyptian documents from about 1 200 B. C. narrate that in Libya extreme droughts during several succeeding years then had deserted the land. The despair of the population drove them towards Egypt where they were defeated and made prisoners by Ramses III. This may have been the time when the present cold Canary Current replaced the old current from the south?

It seems almost incredible that so gigantic geographical changes should have occured in so comparatively recent times without our knowledge, but we cannot come around facts. Nils Odhner and the present author have in a team-work for years tried to find any errors in the conclusions, but in vain. Now it must be admitted that the greatest changes occurred already at the beginning of the Quaternary, but we must not forget that land connections and now sunken continents existed in pre-historic times. These changed geographical conditions must have affected many different sciences. We have to take into reconsideration not only climatology, biogeography, etc., but also archeology, and the movements and migrations of peoples must have been affected.

To think of the Mid-Atlantic Ridge as a continent, formerly connected with Europe, Africa, and America and not believe this continent to have been inhabited by Man would be unrealistic. When this continent, that we may name Atlantis, sank and was transferred into a row of islands, communication between the different islands became a necessity to the inhabitants. It is most probable these islanders had sea-going vessels of some kind at least as early as such an inland and river people as the Egyptians. We know that the Egyptians had large boats for use on the open sea 2 700 years B. C.

M. Ewing and W. L. Donn (15 June 1956) advanced »A Theory of Ice Ages». According to this theory it was mainly humidity from an ice-free Arctic Ocean and not from the Atlantic that fed the North American and European ice-fields during the warm Interglacials of the Quaternary. Generally it has been assumed that, as snow and ice accumulated on the ice-fields, the oceans were deprived of so much water that the surface of the sea was lowered about 100 metres. Ewing and Donn think a serious reduction then occurred in the interchange of water between the Arctic Ocean and the Atlantic. As a consequence the Arctic Ocean would become frozen. The evaporation from it diminished then, and the ice-fields of the Northern Hemisphere withered away. The surface of the oceans rose then again, and the Gulf Stream could anew warm up the Arctic Ocean. The entire procedure would then start all over once more, and we may in the future expect a new Ice Age.

The two authors do not reckon with any vertical movements in the earth's crust, nor with any changed directions of the Gulf Stream. They admit themselves that their advanced theory does not explain the first origin of glaciation and why glaciation had not occurred already during the Tertiary. For that reason they have dusted off the already generally discarded polar displacement.

A polar displacement the two authors have accepted as to have occurred at the beginning of the Quaternary, saying: »The Pleistocene and Recent climates, characterized by marked zonality, were thus established.» During the Cretaceous and the Tertiary the North Pole would have been situated in the Pacific, and the mechanism producing this polar displacement would have been convectional activity.

As already stated on p. 197, the great thickness and rigidity of the crust and the mantle of the earth make the nonexistence of all convection currents in the mantle and a displacement of the continents out of question. There remains then only a relative movement between the rigid shell and the fluid central core that could produce a polar changement. What forces would produce the convectional activity in the core, and how this activity could produce the above mentioned relative movements, the two authors do not explain.

Reid and Chandler (1933, p. 71) have stated from botanical studies of the London Clay Flora that the zonal distribution of land plants in the entire Northern Hemisphere has not changed its centrum around the North Pole since the Eocene, and was »at least as late as the Lower Miocene, under the domination of a tediously monotonous summergreen forest flora.» Owing to the general deterioration of the climate towards the end of the Tertiary, the flora changed its character, but not its zonal distribution around the North Pole. From both geophysical and biological causes every theory of polar wandering in the Tertiary or the Quaternary must accordingly be rejected.

Scandinavian geologists have years ago established that an elevation of the continents has occurred during the Tertiary. This overelevation of the continents has generally been accepted by geologists. This overelevation can not, on the other hand, be attributed to a recoil of the earth's crust after the melting of a heavy ice-sheet, as has been postulated for the Postglacial uplift of Scandinavia. From the Constriction Theory's view it was heat from the earth's interior that, during a warm climate, raised the temperature of the crust and thus increased the curvature of the geoanticlines resulting in an overelevation of the continents. The abutting geosynclines were also heated, expanded, and were strongly downbulged. A considerable lowering of the general sea-level occurred when the ocean waters accumulated into the depressions, and the atmosphere followed. This increased further the elevation of the continents and their summits reached then up into colder altitudes.

According to the »Relief Hypothesis» of RAMSAY (1924) this overelevation of the continents and lowering of the sea-level during the Tertiary was one of the main causes to the Ice Age. In the present author's opinion, this overelevation caused an unstable climatic condidition, so that the variation of the angle of the earth's axis to the rays of the sun, in the sense of MILANKOVITCH, acted in a trigger action between Glacial and Interglacial stages.

We know that in the Antarctis the ice-fields are fed by an easterly wind blowing along the margin of the ice, to the south of the west-wind belt. Conditions ought to have been somewhat similar around the North Pole as long as the Arctic Ocean was frozen.

According to the theory of EWING and DONN the humidity from an ce-free Arctic Ocean south of Spitzbergen to the American ice-fields would first have to cross the ice-fields of Greenland. There the wind would lose most of its humidity, and hardly any snow would reach the American main-land. From the northern parts of the Polar Basin humidty may have caused some glaciation in Alaska or Siberia, but could hardly reach the Keewatin, and certainly not Labrador. Glaciation n Alaska has been confined to the southern parts, but was lacking in he north. Most probably the Alaskan ice-fields were fed from the Pacific.

From the West Atlantic Basin, with its rather warm waters, humidty could in the present author's opinion reach the Labrador and Keewatin ice-fields almost directly. The direction of the Gulf Stream towards the Baffin Bay Region during the Quaternary would also be most helpful in bringing humidity to these ice-fields. Once that direcion of the Gulf Stream changed towards the Arctic Ocean, the Amercan ice-fields must have suffered a severe reduction in their supply nstead of an increase as suggested by EWING and DONN. That changed direction of the Gulf Stream may have played an important part in he withering away of the American ice-fields. The European ice-ield got its humidity from the East Atlantic Basin with its warm urrent from the south. This warm current continued thousands of ears after the end of the Ice Age. It was accordingly not a lack of umidity, but rather the raised general temperature that made the European ice-fields disappear.

The last advance of the Ice Age in America (Mankato) occurred about 1 000 years ago. BARBARA BELL (1953) states in »Climatic Changes»:

> »Radiocarbon dating indicates that the pattern of retreat of the last ice heet was closely parallel in Europe and North America. Following the receson of the last ice sheet about 8 000 B.C. the climate became considerably armer than at present, resembling, during the Climatic Optimum (5 000—000 B. C.), the climate of an interglacial period. Then in the Sub-Atlantic

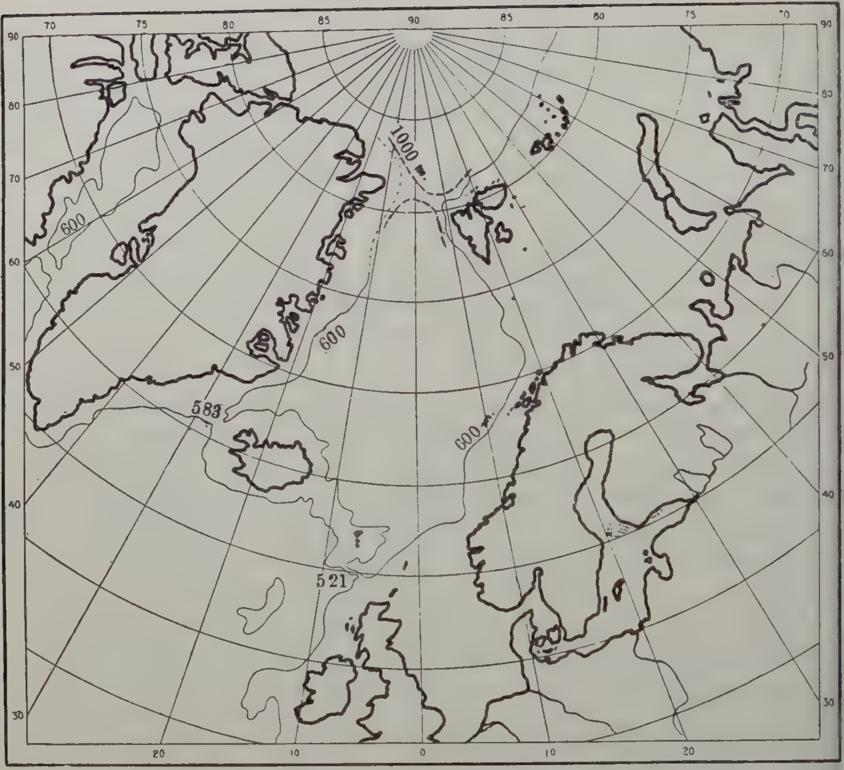


Fig. 9. Sketch-map of the North Atlantic with the 600 m isobath. (From MALAISE 1951.

The site of the former land-bridge between Europe and Greenland over Iceland is clearl marked, and also the sites of the Quaternary outlets from the Polar Basin into the Atlanti

or Peat-bog period the climate became again more glacial, with increase storminess and precipitation, and the re-forming of many glaciers that ha disappeared at the time of the Optimum.»

Once there was an advance 11 000 years ago, the ice-fields of th world could not at that time already have melted away enough to hav caused the opening of the Arctic Ocean for an influx of Atlantic water as indicated by the observations made on the »Sadko». This first influ of Atlantic waters into the Arctic Ocean 10-12 000 years ago, presupposes the former existence of a much more complete barrier betwee the two oceans than a mere lowering of about 100 metres of the sea-level With a present depth of 583 m in the Denmark Straits and of 521 between the Faroe and the Shetland Islands a lowering of the sea-leve of about 100 m could not even during a most heavy glaciation preven Atlantic waters to penetrate into the Arctic Ocean (Fig. 9). I seems much more likely that the warming up of the Arctic Ocean, caused by the entering of the Gulf Stream, raised the temperature of the entire Northern Hemisphere than that a lack of humidity caused the receding of the ice-fields.

The increased influx of Atlantic Ocean waters into the Arctic Ocean also observed by the »Sadko» scientists, and dated by them to the Climatic Optimum, must have raised the temperature of the Arctic Ocean and made it ice-free. EWING and DONN want to date the evidences for an open Arctic Ocean given by BROOKS and other authors to Wisconsin time rather than to the Climatic Optimum, but their suggestion is poorly or not at all supported. If their main theory had been correct, then an ice-sheet would have begun to be created during this Optimum in such an old glacial centrum as Scandinavia, or at least would extreme arctic conditions have prevailed there. A warmth-loving flora and fauna penetrated then, on the contrary, further north than at present.

We may accordingly, in the present author's opinion, reject EWING and DONN's theory, and in the future expect only smaller fluctuations of the general temperature, but the returning of a real Ice Age is out of probability as long as the Gulf Stream does reach Europe and the Arctic Ocean. The climatic situation is not unstable any longer as during the Ice Age. The increase in carbonic dioxide in the atmosphere from human industrial activity may partly be responsible for the observed recent regression of the glaciers?

EWING and DONN have probably taken up the idea of polar displacement owing to an article by KARL A. PAULY (1952), who says on page 89:

> »In a paper entitled *The Borderland of Geology and Astronomy*, A. S. Eddington suggested that the Great Ice Ages were caused by shifting of the earth's outer crust over the interior, as a result of tidal friction. Under the influence of tidal friction alone the litosphere would drift in an east-west direction, but Eddington also suggested that its coarse might be altered by excessive local friction between it and the substratum caused by buckling of the lithosphere.» ... »If the lithosphere was displaced during the Great Ice Ages, we should expect ice sheets to develop in the polar areas with the poles at approximately their centers. I shall therefore assume that the lithosphere was so displaced during Pleistocene time, and that the North Pole lay, successively, approximately under the centers of the Pleistocene ice sheets of the Northern Hemisphere.» ... »Although the elevation of the terminal moraines of free-flowing mountain glaciers are affected by a large number of conditions, latitude is one of the major factors. Therefore, a close approximation to a true altitudinal curve indicating the relationship between these terminal moraines and their respective latitude can be prepared, provided this curve is based on enough points to reduce the effects of other factors to a satisfactory degree.»

If this hypothesis should be true, then the center of the Pleistocene Ice Age would first have started in the Pacific to the west of North America and successively passed from the Rocky Mountains over Keewatin, Labrador, Western Europe, to its present position over the North Pole. Then the alternating Glacial and Interglacial periods would be inexplicable and the synchronomy of the epochs in America and Europe would be fictitious. From dating with Carbon—14 isotopes we know that the last glacial advance (Mankato) occurred only about 11 000 years ago, and not later in Europe than in America.

The earth's geoid depressions of 21 471 metres over the present poles indicate that these depressions are bound to the earth's axes. If polar displacements have occurred during the Pleistocene, then the polar depressions must have followed the successively wandering poles at that time too. The Keewatin, Labrador, etc. centers must accordingly also have been successively depressed to similar depths. The rigidity of the solid mantle and outer crust, with a combined thickness of 2 900 kilometers, must have offered a tremendous resistance towards any changes, and it is most questionable if the tidal forces, said to be responsible for the displacements of the poles, are of the required magnitude to overcome this resistance. The purely hypothetical occurrence of buckles on the under surface of the solide mantle in addition to the polar depressions and capable of altering the course of the lithosphere of the earth's closed vessel must apparently be temporary formations of altering shape. The existence of such buckles are utterly improbable.

Man is not indigenous in the American Continent, and it has always been almost axiomatic that Man came from Asia across the Bering Straits. On the other hand, it has always been hard to explain how Man could cross the immense inland-ice that sealed off the ice-free Northern Alaska from the rest of the continent during the Quaternary. With the possibility of his coming from Europe, not to speak about mythical sunken continents, nobody has reckoned.

Whereas the majority of the recent Amerindians from both North- and South America are Mongoloid and brachycephalic (short-headed), the Paleoindians were Australoid and extremely dolichocephalic (long-headed). Most Paleoindians were hunters, and their prey constituted mainly of now extinct mammals. When Man first came to the American Continent nobody can say, but some of the more primitive artifacts indicate the last Interglacial, or perhaps they came still earlier?

The striking similarity between artifacts from the European and the American Continents indicates as most probable that the main immigration to America during the Quaternary really was coming from the east. We need only point out the striking similarity between

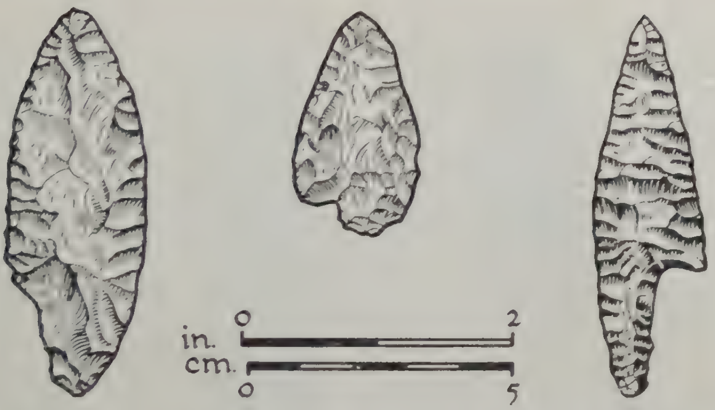


Fig. 10. Flint points from Sandia Cave, New Mexico (left) compared with two Solutréan points from Morocco and France. (From MACGOWAN 1950, Early Man in the New World.)

Both these hunting peoples were approximately contemporate, and swept over North America and Western Europe during a cold stage of the Wurm (Wisconsin) Glacial Epoch (About 25 000 years ago). Both these peoples were the first to introduce the superior »pressure flaking technic». In the author's opinion, both these peoples originated in Atlantis, and from Iceland they arrived to the American or European Continents along the then still existing land-bridge.

artifacts of the Solutréans of Western Europe and those of Sandia Man in America (Fig. 10).

The flint points of these two peoples, that lived separated by the Atlantic Ocean at approximately the same time during the Wisconsin (Würm) Glacial Stage, are mutually extremely similar, but otherwise almost singular in their general shape. This similarity has already been noticed by archeologists, but nobody has dared to advance that they should belong to the same cultural source. The Atlantic Ocean has been regarded as impossible to cross for the hunting peoples of that time. The similarity has been regarded as an undisputable example of parallel development. Had it only been a question of a similar general shape, one would nevertheless have been justified in speaking of a parallel development, but when both these peoples also were the first to introduce the superior »pressure flaking technique» in shaping their flint-points, the coincidence begins to be astonishing, not to say doubtful. With the now obtained knowledge of the existence of a land-bridge between Europe, Atlantis and Greenland, that made voyages over the open sea unnecessary at that time, then the theory that the Solutréans and the Sandia was the same people becomes quite creditable. They came probably from Atlantis, and from Iceland they turned both east and west.

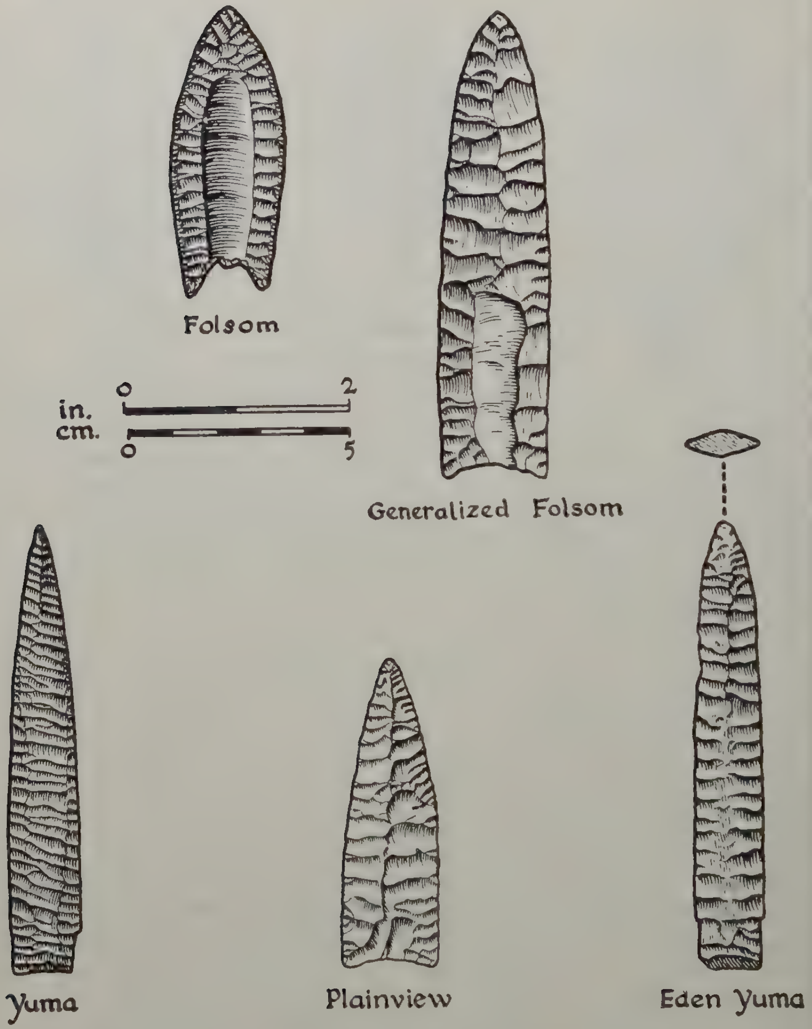


Fig. 11. Some flint points for throwing spears (Atlatl) used by peoples of the hunting high cultures of North America. (After MacGowan 1950.)

The razor sharp edge was obtained by flaking away under pressure almost microscopic flakes. The outstanding feature of the Folsom and the Clovis Fluted (Generalized Folsom) points, is that a large, elongate flake has been removed from each of the flat sides. These points are accordingly grooved or fluted with a groove like that of a bayonet. How this was done will probably for ever remain a secret. Folsom Man lived about 10 000—12 000 years ago and hunted almost exclusively a now extinct buffalo, *Bison taylori*. Llanos Man was older and he used the Clovis Fluted points. They are mostly connected with elephants or mammoths that roamed the North American Continent not much later than 13 000 or 15 000 years ago.

Also some other of the older Paleoindians, as for instance, the elephant hunting Llanos Man may have come from Atlantis, where elephants were plentiful. These hunters may have followed herds along the shelf-land of Southern Greenland, where the climate then was genial owing to the Gulf Stream. The Folsom, Yuma, Plainview, and similar cultures had, on the other hand, probably developed locally (Fig. 11).

Once the Denmark Straits opened up at the end of the Ice Age, further immigrations from the east ceased, and it was not taken up again for many millennia, or until the Atlantic Ocean could be crossed with the help of some kind of sea-going vessels, possibly rafts of Kon-Tiki type. In the meantime the ice-sheet, that had blocked the way to Alaska, melted away. Once this had occurred, Mongoloid tribes from across the Bering Straits trickled uncessingly millennium after millennium into the American continent until the Mongoloids constituted the majority of the American population.

The univocal geological proofs of the former existence of the Continent Atlantis until far into pre-historical times will certainly be most useful in explaining many archeological problems. This most unexpected discovery will also be helpful in explaining yet unsolved problems connected with climatology and the Great Ice Age. The specialization of many modern scientists has sometimes been carried so far that several of them are more or less ignorant of more disciplines than their own. Nature and the laws of it constitute on the other hand an undivisible whole, and causes and results are intimately interwoven. If results from one discipline are obtained that make old established theories questionable in another discipline, then these old theories must be subject to revision, and either discarded or changed in accordance to the new facts obtained. Geographers and other scientists have hitherto always regarded the present distribution of land and sea as permanent, but we must also consider possible changes of present conditions, when dealing with problems of oceanography, climatology, pre-history, etc. From now on, the Continent Atlantis has emanated from the dim world of myths and sagas and taken its place in modern geology, archeology, and history.

Addendum

After the above was sent to press, the author came across a paper by BRUCE C. HEEZEN on »The Origin of Submarine Canyons» (The Scientific Monthly, August 1956). In this paper it is regarded as definitely proved that all submarine canyons, including the Mid-Atlantic one, are originally excavated by turbidity currents. Against this view the present author wants to object.

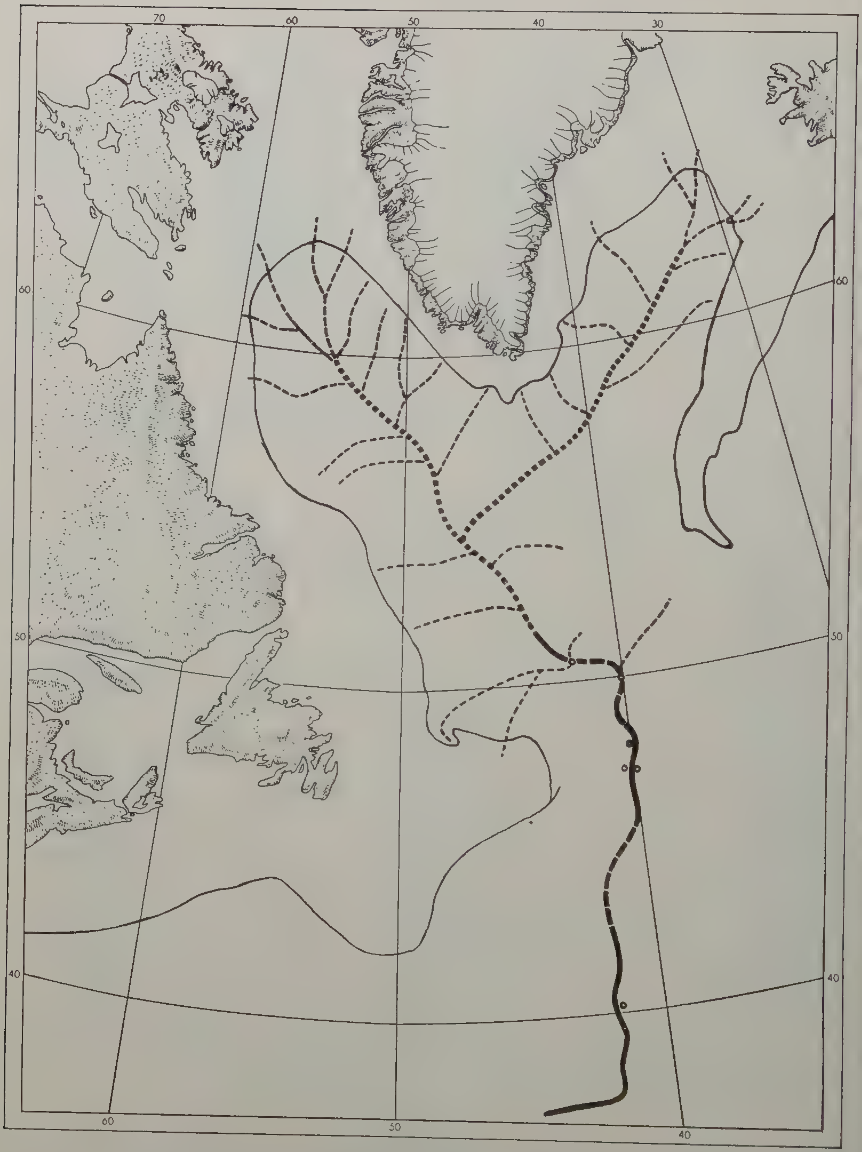


Fig. 12. A speculative and certainly erroneus explanation of the origin of the Mid-Oceanic Submarine Canyon. (After Heezen 1956.)

American oceanographers persist in attributing the origin of most submarine canyons to the excavating by »turbidity currents». In the present author's opinion, this canyon constitutes the Tertiary (Pliocene) outlet of the then land-locked Arctic Ocean. The canyon was certainly excavated subaerially, and most of it was drowned by a transgression at the very beginning of the Quaternary. It may safely be predicted this canyon will originate in the northern part of the Denmark Strait. This strait became open only just prior to the end of the Great Ice Age.

As already pointed out, turbidity currents probably do occur, and their power of transporting fine mud for great distances has never been questioned. Once a turbidity current has started, it may rush down the slope of the continental shelf, but, if there is not already a canyon along its path, it is probably spreading out more or less in a fan-like fashion, and the further it is reaching, the more it is broadening. The resistance the current will meet from the surrounding waters is increasing and the speed of the current will decrease rapidly. Sedimentation of sand may start already on the shelf itself, and the finer mud will be spread over a large surface of the sea-bottom not very far from the origin of the current. The excavating capacity of the current, if any at all, is probably restricted to its uppermost part. Should the current happen to find a previously excavated submarine valley or canyon along its way, then this canyon will be helpful in keeping the current together, and the range of the current will then increase, and sedimentation will start further away. In any case, the coarser material will settle at first and then successively finer and finer as the speed of the current is decreasing. It is very hard to believe that coarse sand may be carried for thousands of miles over an almost level sea-bottom and then suddenly be dumped in a limited space in the middle of an ocean basin. That fine mud containing minute organisms may be carried far from the shelf and settle on the bottom of an ocean basin is quite believable.

The water of a subaerially running river is kept by its weight inside the banks of the river close to the bottom, and the friction of the air against the water surface is inconsiderable. The friction of the surrounding sea-water against a turbidity current must be much more strong and tend not only to slow down the speed of the current but also to raise the surface of the current and make it overflow the borders of the canyon inside which it is rushing. If any excavating power should be attributed to a turbidity current, rushing over the almost level bottom of an ocean basin, then this excavating capacity would not be confined to the bottom of the canyon only, but also to its steep sides. Such a canyon would never be »box-like», but on the contrary trough-shaped in cross section. To imagine that a multitude of separate turbidity currents (Fig. 12), emanating from different places along the coasts of Greenland, starting separately and at different times, should join into one single path and there excavate a box-shaped canyon several thousands of miles, must create astonishment. Add to this that the thus excavated canyon on its way also breaks through a prolongation of a mountain ridge as far away from its origin as outside Newfoundland. Its energy and excavating capacity must accordingly be regarded as almost miraculous.

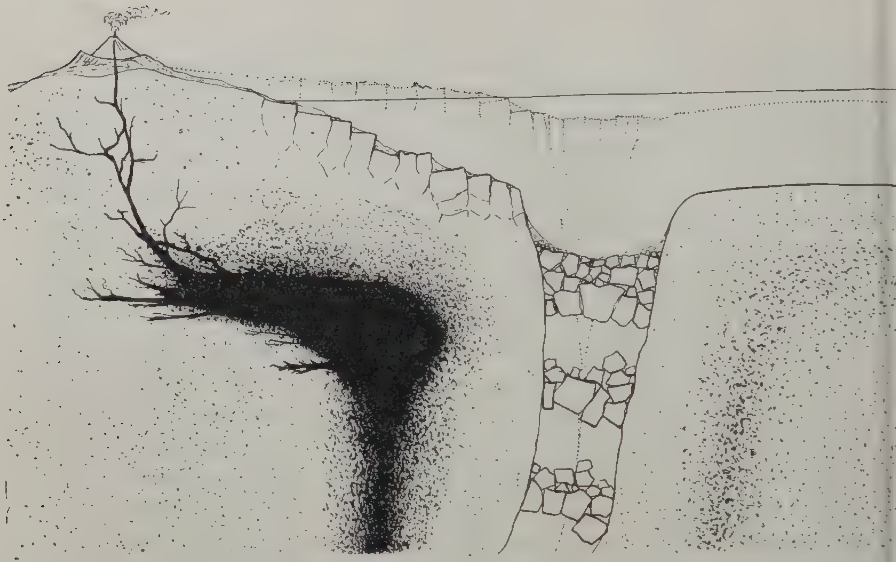


Fig. 13. Origin of deep and shallow earthquakes, marine troughs, tsunami waves, and volcanism along young (Tertiary) mountain chains on coasts of the Pacific type. (From MALAISE 1951.)

If a mountain range, running along a coast, becomes subject to marginal constriction, its submarine base and the broad ocean bottom outside the coast both constrict. These two constricting forces will then pull in opposite directions with tremendous force. The limit between these diverging forces will coincide with the superficial crush-zone originating from the upheaval of the range, if this is still young. Starting from these old cracks, the diverging forces will tear apart the earth's crust, and a fissure or crack-zone, filled with rock-fragments of all sizes will open up. As the cooling reaches further down the fissure will penetrate deeper and deeper, down to a depth of 600 — 700 kms, slowly widening at the same time. Now and then the rocks in it will lose their hold and fall down until they again become wedged. The deepening of the cracks and the rock-falls cause the earthquakes, and the fore-deep marks the opening of the fissure. With such a deep and gradually yielding fissure running along the coast, the marginal constriction may press on the subcrustal masses with unrestrained force, make them liquid, and force them to escape through volcanoes. Along coasts with old ranges, as Norway or Brazil, the old superficial crack-zone has long since disappeared and has been replaced by a crust with greater strength. Here the continental slope merges gradually into the outer ocean bottom. The marginal constriction is therefore hampered by the pull and tension from the constricting ocean bottom resulting in a general subsidence without producing volcanoes, probably because of insufficient liquification of the subcrustal masses. These masses may only make their way beneath the continent, where they cause positive gravity anomalies. Volcanoes are thus nowadays confined to the vicinity of deep cracks, or to islands, etc. where the marginal constriction may press from more than one side. (For explanation of »Marginal Constriction», comp. The Earth Science Digest, March 1950, p. 7.)

Suppose a turbidity current, originating from Newfoundland or Labrador, comes rushing down towards the Mid-Oceanic Canyon. To begin with the head of the current would plunge over the rim of the canyon. In most cases the current would come to an abrupt stop, and an immense cloud of fine mud would raise over the rim of the canyon. The gradient inside the canyon is so small that only a very limited part of the current would turn south and only slowly proceed along the canyon. Most of the load would be dropped inside the canyon or in its immediate vicinity. Had the current been extremely large, then the environments of the canyon would be inundated and a muddy »lake» be created. Before the muddy water of this »lake» gradually would trickle away downhill, only its finest mud would still be kept in suspension. All the excavating capacity the current once may have possessed would be gone.

In places without a mid-oceanic canyon, a turbidity current may pass the middle or deepest part of the basin and then the speed of the current would gradually diminish on climbing the opposite gradient until a similar »lake» appears. Tributary turbidity currents may accordingly not partake in the excavating of a mid-oceanic canyon. To attribute this excavation to turbidity currents from head-waters up in the Baffin Bay or the Denmark Strait is also out of question, partly because of the immense distance, the low gradient, and that the majority of the currents also there would meet the mid-oceanic canyon almost perpendicularly.

The shape, length, and geographical position of the Mid-Oceanic Canyon makes it utterly improbable that it should have been excavated originally by turbidity currents. It has neither been excavated by marine tsunami waves, but these waves have most probably been instrumental in keeping the once excavated canyon free from mud. Everything supports, on the other hand, the theory that this canyon has been excavated subaerially by a river coming from the once land-locked Arctic Ocean at the end of the Pliocene. This was the time when the down-bulging of the bottom of certain marine basins reached its maximum, as explained by the Constriction Theory of ODHNER already 1934. If we accept this theory, there is no difficulty in explaining the downwarping of a part of the bottom of the basin, and why the canyon now is suspended on the lower part of the continental slope and does not follow the deepest part of the basin.

According to notices in daily American newspapers of the 1st February 1957 Professor MAURICE EWING of the Colombia University announced the discovery of extensive cracks in the bottom of the Atlantic Ocean. Similar cracks were also noticed in the Eastern Pacific and in the Indian Ocean.

The present author advanced already in 1951 the theory that the marine fore-deeps (grabens) constitute the mouth of immensely deep cracks in the earth's crust. These cracks originate from a shrinking of the earth's crust beneath the oceans as a result of the contact with the almost ice-cold waters of the bottoms. The Fig. 13 is taken from this book, and the text is the original one.

Bibliography

Barrell, J., 1914: Upper Devonian Delta of the Appalachian Geosyncline.—Am.J. Sc. 27

Brooks, C. E. P., 1949: Glaciers and Climate. (Stockholm.)

Bullard, Edward, 1954: The Earth as a Planet. The Solar System. — Univ. Chicago Press.

Bullen, K.E., 1953: An Introduction to the Theory of Seismology. — Cambridge Univ. Press.

Crane, H. R., 1955: Antiquity of the Sandia Culture: Carbon-14 Measurements. — Science, Vol. 122, p. 689.

Dana, James D., 1864: Textbook of Geology.

Ewing, Maurice, 1952: The Atlantic Ocean Basin. — Bull. Am. Mus. Nat. Hist. 99, III.

Ewing, M. & Donn, W. L., 1956: A Theory of Ice Ages. — Science 123, Nr. 3207.

Gregory, J. W., 1930: Presidental Address.—Quart. J. Geol. Soc. London.

Hamilton, Edwin L., 1956: Sunken Islands of the Mid-Pacific Mountains. — Geol. Soc. Am., Mem. 64.

Hibben, F. C., 1955: Specimens from Sandia Cave and Their Possible Significance. — Science, Vol. 122, p. 688.

— 1957: Radiocarbon Dates from Sandia Cave, Correction. — Science, Vol. 125, p. 235.

Hill, M. N., 1953: Seismic Refraction Shooting in the Deep Sea. — Advancement of Sc. X, 37.

Holtedahl, O., 1935: Sc. Res. Norweg. Antarct. Exp. 1927—28, Vol I, Geology & Physiography.

Holmes, A., 1945: Principles of Physical Geology (Edinburgh.)

Jeffreys, Harold, 1954: The Earth as a Planet. The Solar System. — Univ. Chicago Press.

Johnson, F., 1957: Radiocarbon Dates from Sandia Cave, Correction. — Science, Vol. 125, p. 234.

Johnson. F., Arnold, J. R. & Flint, R. F., 1957: Radiocarbon Dating. — Science, Vol. 125, p. 240.

Kolbe, R. W., 1955: Diatoms from Equatorial Atlantic Cores. — Rep. Swed. Deep-Sea Exp. 1947—48, Vol. VII, Fasc. III.

MacGowan, Kenneth, 1950: Early Man in the New World. (New York.)

Malaise, R. 1945: Tenthredin. of South-Eastern Asia, Zoogeogr. Rev.—Opuscula Entom. Suppl. IV. (Lund).

— 1950: The Constriction Theory. — Earth Sc. Digest. (Revere, Mass.)

— 1951: Atlantis, en geologisk Verklighet (Atlantis, a Geological Reality). (Stockholm.)

— 1956: Sjunket land i Atlanten (Sunken Land in the Atlantic). — Ymer, heft. 2 (Stockholm.)

Odhner, N. Hj., 1934: The Constriction Hypothesis. — Geogr. Annaler, Vol. 16. (Stockholm.)

— 1944: Antarctic Expedition 1927—28. — Norsk Vidensk. Akad., Vol. II, (Oslo)

— 1948: Modifications des Continents et leur Conséquences Biogéographiques Compte Rend. Somm. Séa. Soc. Biogéograph., Vol. 25. (Paris.)

Pauly, K. A., 1952: The Cause of the Great Ice Age. — Scient. Monthly, LXXV, 2. (Washington.)

Piggot, C. S., 1938: Core Samples of Ocean Bottom and their Signification — Scientif. Monthly, 46 (Washington.)

Ramsay, W., 1924: The Climate Problem in Geology. Geol. Mag., 61. (London.)

Reid, Eleanore M. & Chandler, Marjorie E. J., 1933: The London Clay Flora. Brit. Mus. Nat. Hist. (London.)

Schell, I. I., 1957: Theory of Ice Age. — Science, Vol. 125, p. 235.

Shand, S. J., 1949: Rocks of the Mid-Atlantic Ridge. — Journ. of Geol. 57. (Chicago.)

Sellart, E. H., 1952: Early Man in America. A Study in Prehist. (Austin, Texas.)

Shepard, Francis P., 1949: Submarine Canyons. — Scientific American, 180.

GEOL. FÖREN. FÖRHANDL. Bd 79. H. 2. 1957

Koppermineraliseringen i Norra Rhodesia och Katanga

Av

Otto Brotzen

INNEHÅLLSFÖRTECKNING

Sid.
Abstract: The copper mineralization of Northern Rhodesia and Katanga 225
Inledning 226
Allmän översikt 227
Stratigrafi 227
Katanga-sedimentens tektonik 229
Katanga-sedimentens metamorfos 230
Intrusiv i Katanga-sedimenten 231
Kopparmalmer 232
  Översikt 232
  Lagerformiga kopparförekomster i Norra Rhodesia 232
  Roan Antelope 233
  Nkanagruppen 234
  Nchanga 235
  Bancroft 236
  Mufulira 236
  Chibuluma 236
  Gångartade mineraliseringar 237
  Katanga 238
Genetiska synpunkter 241
Litteratur 247

Abstract

The Copper Mineralization of Northern Rhodesia and Katanga

In October 1955 the author visited the copper belt of Northern Rhodesia and Katanga. Based on impressions from this visit and data from avaiable literature a review is given of the general geology of the region and also a few short descriptions of some of the mineral deposits. The main lines in recent discussions on the genesis of the deposits are outlined, reference is made to both the syngenetic and epigenetic points of view. Finally, and without further pretentions, some personal reflections on these problems are offered. Thus, in spite of beginning with a fairly strong notion of a syngenetic origin of the stratiform ores, the author arrived at an epigenetic interpretation, mainly along the following lines of reasoning.

Most features of the deposits lend themselves to both interpretations. The deciding feature then is the very strong variation in the petrographic type of the mineralised sediments, which comprise arkoses and sandstones (at Nćhanga), black carbonaceous shales (part of Nkana) and typical dolomites (part of Nkana and in Katanga). This variation necessarily reflects similar strong variations in sedimentary environment, which seems difficult to reconcile with a syngenetic origin.

Regarding the problem of a source for the ores it is felt that even if pegmatitic dikes and quartz—tourmaline-veins are interpreted as metamorphic products, this metamorphism was accompanied by such a transfer of material that it may also have included the transport of ore-solutions. In many respects it resembles the process of granitization, and it is especially tempting to apply the case of mantled gneiss domes, after Eskola.

Also the intrusive greenstones may merit some consideration because of their relations to the tectonics of the sediments, geochemical anomalies in the surface soils, the peculiar association Cu—Co in the ores, and analogies with the Great Dyke of Southern Rhodesia.

Regarding the stratiform nature of the deposits interesting analogies are offered by the likewise stratiform galena deposit of Laisvall, Sweden, which is clearly epigenetic.

The intimate relationship between mineral zoning in the ore and sedimentary facies of the enclosing sediment, as described from Roan Antelope, may also be explained from an epigenetical point of view. The zoning is expressed as a variation in the proportion of iron sulfide to copper. In the precipitation of sulfides one of the most important controlling factors is pH. The pH of the ore bearing solutions may vary due to reactions with the wall rock, the dolomite content of which may be the most influential single component in this respect. Thus, a higher dolomite content will raise the pH of the solutions and favour precipitation of iron sulfide relative to copper. From Brummer's diagrams (p. 304, 309) it is evident that within the ore horizon the iron sulfide content varies together with the content of MgO, total sulfide being approximately constant.

The hospitality of the mining companies of Katanga and Northern Rhodesia and the helpfulness of their officials and geologists are gratefully acknowledged. Special thanks are due to W. G. Garlick and J. H. Vaes.

Inledning

Koppermineraliseringen i Norra Rhodesia och Katanga tilldrar sig intresse ur flera synpunkter. Den har givit upphov till en av världens största kopparmalmsprovinser, enbart för den del som faller inom Norra Rhodesia uppgav Bateman för några år sedan en reserv på ung. 500 000 000 ton kopparmalm med 4 % koppar. Redan den ekonomiska betydelsen gör att dessa stora förekomster tilldrar sig geologiskt intresse, men dessutom är mineraliseringen av en enkel men ändå egenartad och svårtydd karaktär, som särskilt under senare år har givit anledning till livliga diskussioner inom geologiska fackkretsar. Går man t. ex. igenom de senare årgångarna av Economic Geology och Bulletin of the Institution of Mining and Metallurgy, finner man ett antal uppsatser om dessa förekomster samt över femtio diskussionsinlägg. Detta kan också motivera att här meddelas några intryck från en resa inom området, som företogs under oktober 1955. Resan omfattade i Katanga följande fyndigheter: Kipushi, Etoile du Congo, Ruashi, Kambove, Musonoi och Ruwe, och i Norra Rhodesia: Nkana gruppen, Nchanga, Bancroft och Chibuluma. Dessutom hade jag under resan tillfälle att ta del av kartor och arbetsmetoder samt vetenskapliga resultat av den verksamhet, som de olika gruvbolagen bedriva. Under hela resan mötte jag största tillmötesgående, gästfrihet och vetenskapliga öppenhet hos gruvbolagen och deras representanter, och för detta vill jag uttrycka min tacksamhet till Union Minière du Haut Katanga, Anglo American Corp. Ltd, Rhodesian Selection Trust och deras representanter samt geologerna Schuiling, Vaes, Hirt, Halse, McKinnon, Irish och Garlick. Speciellt med Garlick och Vaes hade jag långa, ingående och ytterst givande diskussioner och vill här tacka dessa båda för deras vänlighet och tålamod.

Självfallet räcka reseintryck, om också kompletterade på detta sätt, inte till för en framställning över ett så omfattande ämne. Framställningen har därför kompletterats med uppgifter, som hämtats ur litteraturen.

Allmän översikt[1]

Kopparmineraliseringen träffas inom ett område på ungefär 12°.5 sydlig bredd omkring gränsen mellan Belgiska Kongo och Norra Rhodesia. Den har givit upphov till en rad stora malmer, som uppvisa påtagliga likheter till typ och paragenes. De äro alla knutna till bergarter, som bilda ett enhetligt sedimentärt system, System de Katanga, vilket veckats till en enhetlig, numera helt nederoderad bergskedja, Katangiderna.

Landet är i dag en ganska jämn högslätt på ung. 1 200 m höjd över havet; den politiska gränsen mellan Belgiska Kongo och Norra Rhodesia följer noggrant vattendelaren mellan floderna Congo och Sambesi. Inom Katangaområdet är landet något mera sönderskuret än inom Rhodesia, men som regel kan ändå sägas, att hela området erbjuder få blottningar och i allmänhet är täckt av ett mäktigt lager vittringsjordar och en gles, låg skogsvegetation. Endast mot erosionen mera motståndskraftiga bergarter ge upphov till ryggar, som ange den geologiska strukturen. Den geologiska kartbilden bygger därför i stor utsträckning på grävgropar, observationer av float (block), samt iakttagelser över vittringsjordens karaktär, vegetationstyper o. s. v., varvid särskilt på senare tid en tolkning av flygbilderna med hänsyn till dessa fenomen visat sig värdefull.

Stratigrafi

Systeme de Katanga omfattar en mäktig lagerföljd av sandiga, leriga och karbonatrika sediment, vilka avlagrats inom ett bäcken, som möjligen ursprungligen haft karaktär av en nord-sydlig gravsänka begränsad av Kibara-horsten i väster och Fort Roseberry-massivet i öster. Bäckenet vidgar sig mot söder. Underlaget uppbyggs av metamorfa, arkeiska bergarter, som vid tiden för sedimentationens början redan uppvisade en mogen topografi med restberg av motståndskraftigare bergarter, särskilt granit.

Katanga-systemet överlagras ställvis i sin tur av Karroo, som ligger flackt, nära nog horisontellt, och sålunda icke deltagit i Katangidernas veckning. Som ännu yngre bildning uppträder i fältets västra del i Katanga Kalahari-sand och -sandsten, och det är möjligt att dessa sediment har haft större utbredning och en gång täckt hela fältet.

Katanga-systemets stratigrafi utarbetades först av belgiska geologer, och en sammanställning och korrelation för hela kopparbältet genomfördes 1930 av Anton Gray. Den indelning och nomenklatur, som då infördes, har väsentligen varit oförändrad sedan dess. Enligt denna indelas Katanga-systemet i tre större serier, nämligen nerifrån och upp: Mine Serien, Mwashya serien och Kundelungo serien.

---

[1] Jfr Guernsey, 1950, och Cahen, 1954.

Mine-serien indelas i två grupper, väsentligen med hänsyn till den litologiska utbildningen, nämligen Lower Roan och Upper Roan. Lower Roan börjar ställvis med ett konglomerat mot underlaget och för då bollar av de äldre paragnejserna och den s. k. gamla graniten. Sedan vidtar en tjock avdelning av diskordantskiktade magnetitbandade arida eller eoliska kvartsiter, som uppåt avlöses av röda, likaledes diskordantskiktade fältspatförande sandstenar av fanglomerattyp. Hela denna avdelning är rätt orolig och kännetecknas av frånvaron av uthålliga horisonter. Den avslutas ofta med ett konglomerat, som ibland är dubblerat och kallas Foot-wall-konglomeratet. Ovanpå detta följer en serie av växellagrande skiffrar, sandstenar och dolomiter, som till skillnad mot de föregående bergarterna visar stor uthållighet och horisontbeständighet. Härefter vidtar övre Roan, som byggs upp av mäktiga dolomiter med inlagrade sandstenar och dolomitiska skiffrar.

På Mine-serien följer konkordant Mwashya-serien, som ställvis börjar med ett konglomerat men i allmänhet uppges börja med förkislad oolit, chert, jaspis och järnsediment, vilka följs av svarta och bandade skiffrar, som slutligen uppåt övergå i fältspatförande sandstenar. Mine-serien uppges vara omkring 500 m mäktig och samma värde gäller för Mwashya-serien. Ovanpå Mwashya-serien följer, likaledes konkordant, det s. k. stora konglomeratet, en flera hundra m mäktig tillitliknande bildning. I denna har påträffats repade stenar, och även i övriga karaktärer (brist på rundning och sortering) påminner den helt om en fossil morän. Å andra sidan avviker den från en sådan genom att man ingenstädes påträffat ett glacialskulpterat underlag. Enligt nyare uppfattning skulle det kunna vara fråga om en en subakvatiskt avlagrad morän, i likhet med den morän, som i dag avlagras på sina håll i Antarktis. Ovanpå denna tillit följer en några 10-tal m mäktig skiffer och sedan en ung. 100 m mäktig, karaktäristisk kalksten, Kakontwe-kalkstenen. Högre upp kommer sedan en avdelning av skiffer (kalkiga och sandiga skiffrar) och fältspatförande sandstenar till en sammanlagd mäktighet av 1.5—2 km. Denna avdelning sammanfattas som undre Kundelungu. Den överlagras av övre Kundelungu, som åter börjar med en något mindre mäktig tillitliknande bildning, en tunnare skiffer och en kalksten, som har en karaktäristisk röd färg. Härpå följer en mycket mäktig serie av skiffrar, mer eller mindre sandiga, som övergår i arkoser och sandstenar till en sammanlagd mäktighet av ung. 2 km. Härmed avslutas Katanga-systemet, vilket som tidigare nämnts överlagras av Karroo. Katanga-systemets undre bildningar har en tydlig terrestrisk prägel, medan det beträffande

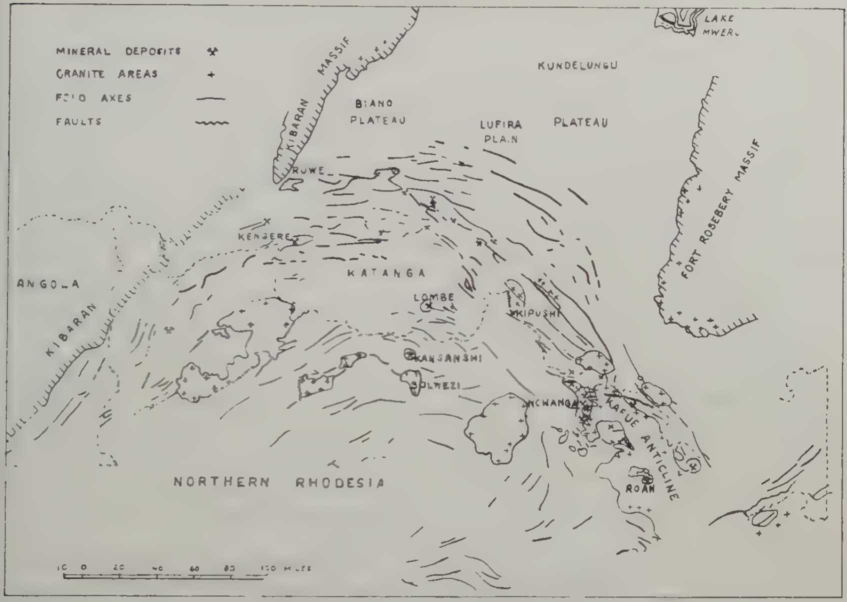


Fig. 1. Kopparbältet i Katanga och N. Rhodesia, med veckaxlar, urbergsdomer, och mineralförekomster. (Efter Garlick, 1953).

de uthålliga skiffer- och karbonathorisonterna inte är klart, huruvida det är fråga om bildningar i större kontinentala bäcken eller om marina avlagringar. Sedimenten, som genomgående är väl bevarade, sakna fossil, om man bortser från strukturer, vilka tolkats som algbildningar i Mine-seriens dolomiter. Radioaktiva åldersbestämningar på Shinkolobwe-uraninit ha visat en ålder av 630 milj. år, vilket väl närmast motsvarar eokambrium. Dessförinnan hade man också varit inne på tanken, att Katanga-serien skulle utgöra en yngre, kambrosilurisk bildning.

Katanga-sedimentens tektonik

Hela följden av Katanga-sediment har varit utsatt för ett tangentiellt tryck från S och härigenom lagts i starkt sammanklämda veck, som i mot norr konvexa bågar trängts upp mellan Kibara-horsten och Fort Roseberry-massivet. Vecken är i Katanga, d. v. s. i bågarnas mittparti, helt följdriktigt mer eller mindre överstjälpta mot N, medan i Norra Rhodesia, i bågarnas öst-flanker, mottrycket från Fort Roseberry-massivet givit upphov till en mera symmetrisk eller rentav mot SSV överstjälpt byggnad. Också i själva stilen finns det skillnader mellan tektoniken i å ena sidan Katanga-delen och å andra sidan den rhodesiska delen av kopparbältet. I Norra Rhodesia är det fråga om helt plastiska, ofta nära isoklinala veck, medan stilen i Katanga är mera spröd med brott och överskjutningar. Dessa överskjutningar är dock, så vitt man vet, inte av den storslagna karaktär, som vi förknippa med överskjutningar av alpin eller kaledonisk typ, utan det är små skollor i en »schuppenbau», som in i minsta detalj kunnat följas och utredas i samband med gruvdriften. Denna skillnad i tektonisk stil mellan Katanga- och Norra Rhodesia-delarna kan självfallet förklaras på flera olika sätt. En sådan förklaring är att man rör sig i olika delar av Katangiderna. Kanske mera sannolikt är att skillnaden beror på att det nuvarande ytsnittet är sådant, att man i Katanga blott träffar Mine-serien i antiklinalkammarna, medan den i Norra Rhodesia av erosionen endast lämnats kvar i synklinalrötterna, d. v. s. i ett tektoniskt och geologiskt djupare snitt.

Katanga-sedimentens metamorfos

Metamorfosen i kopparbältet visar liknande variationstendens som den tektoniska stilen, möjligen på grund av samma faktorer. Sålunda är den i allmänhet låg omkring Katanga-malmerna och avsevärt högre vid de rhodesiska malmerna. Från Fungurume (OOSTERBOCH 1951), som kan tas som ett typiskt exempel från Katanga, uppges sålunda endast muskovit (sericit) och klorit som metamorft bildade mineral. I Norra Rhodesia uppträder också muskovit i form av sericit, men i stället för klorit är biotit karaktäristiskt mineral. Vidare ha karbonatiska sediment ställvis (Nkana) omvandlats till tremolitskarn. På andra håll uppges disten förekomma, och från Roan Antelope beskrivs av BRUMMER (1955) ett icke namngivet mineral, som med största sannolikhet representerar glimmeromvandlad cordierit. T. o. m. granat förekommer i fältet, dels i Kakontwe-kalkstenen och dels i den stora tilliten. I tilliten är granatens lokalisering tydligt tryckberoende. I en stuff, som Dr GARLICK visade mig, hade granat bildats företrädesvis i tryckskuggorna intill de ingående bergartsfragmenten, men trots detta måste nog mineralet uppfattas som bildat i samband med avsevärd temperaturförhöjning vid en regional metamorfos.

Pegmatitliknande, meterstora kvartsgångar med fältspat, biotit, dolomit och anhydrit m. m., uppfattas numera av de flesta rhodesiska geologer som metamorfa bildningar av lateral-sekretorisk karaktär. Även små sulfidådror och en rad av malmmineralens texturer och inbördes relationer betraktas som betingande av metamorfosen.

Turmalin förekommer finfördelad i sediment i form av klastiska korn med färglösa, sannolikt autigena tillväxter. I Roan Antelope-malmen förekommer dessutom svart turmalin i form av solar och turmalinfels i kvartsgångar (DAVIS 1954). Vidare finns där en kvartsturmalingång med knytnävsstora kristaller av scheelit. Finfördelad scheelit finns också intill denna, lagerformigt spridd ca. 100 m åt sidorna. (Denna paragenes är ej omnämnd i beskrivningarna av Roan Antelope, men omnämnes i diskussionsinlägg av TOOMS, 1953 och JUNNER, 1954). Även dessa bildningar har man velat betrakta som metamorfa, under hänvisning till lateralsekretion och sedimentens primära turmalinhalt (GARLICK), men enligt konventionell uppfattning och talrika analogier med välkända förekomster av samma typ från t. ex. Cornwall och Skelleftefältet kan man rätt tveklöst anta, att dessa parageneser representera en materialtillförsel av s. k. hög-hydrothermal—pneumatolytisk typ.

Möjligen är också den skapolit, som är vitt spridd i porfyroblaster i Mufulira och kanske också iakttagits i dagbrottet i Nchanga, ett resultat av klortillförsel, men den kan också tolkas som framgången ur saltavlagringar vid metamorfosen.

Intrusiv i Katanga-sedimenten

Intrusiven i Katanga-sedimenten förekomma i form av lagergångar, som ofta följa en bestämd horisont och liksom sedimenten deltaga i veckningen. Dessutom förekomma enligt uppgift även mindre, stockformiga intrusiv. Det är fråga om gabbrodiabas och dess differentiationsprodukter (underordnat även granofyr), vilka påträffats i Upper Roan, Mwashya och i Kakontwe-kalkstenen. De prov av dessa bergarter, som jag fått se, har just varit gabbrodiabaser med grov och ofitisk struktur, men dessutom anges i litteraturen förekomst av gabbrodioriter, anortositer och andra typer. Förutom dessa relativt grovkorniga, mer eller mindre konkordanta kroppar finnas även genomskärande finkornigare diabasgångar, t. ex. i Nkanagruvan. Beträffande åldern på dessa intrusiv finnas flera olika förslag. Man har sålunda velat sätta dem i samband med Karroo-basalterna å ena sidan och med intrusiv av typen The Great Dyke och Bushveld å den andra. I slipprov, som visades mig av dr VAES från R. A. T.-horisonten under Mine-serien i Belgiska Kongo, fanns rester av starkt omvandlad och mylonitiserad men ännu tydligt igenkännbar gabbrodiabas med grovt ofitisk struktur, vilket låser dessa bergarters ålder till tiden före skolltektonikens utbildning. De äro sålunda sannolikt tidigt syntektoniska, och en Karroo-ålder synes utesluten. Å andra sidan är det mycket sannolikt att de genomskärande finkorniga diabasgångar, som ovan nämnts från Nkanagruvan, kunna stå i samband med Karroo-basalterna.

Frågan huruvida även granit intruderar i Katanga-serien har varit livligt diskuterad. I beskrivningarna från 30-talet omnämnes ofta den s. k. yngre graniten, som uppges omvandla samt även intrudera Katanga-serien, inte minst i form av pegmatit och aplit. Detta uppgavs skilja den från en äldre granit, som utgör sedimentens underlag och föreligger i konglomeratbollar i Katanga-seriens botten. I en betydelsefull uppsats av Garlick och Brummer (1951) tas emellertid alla nyckellokaler för denna yngre granit upp till förnyad diskussion, och man kommer till resultatet, att ingen yngre granit finnes inom kopparbältet, att vad som tidigare tolkats som intrusiv i själva verket är urbergsgrund — granitiska restberg av den äldre graniten, och att som tidigare nämnts pegmatitgångarna äro lateral-sekretoriska produkter av metamorfosen. Detta synes vara allmänt accepterat av rhodesiska geologer, medan geologerna i Katanga å andra sidan fortfarande hävda, att granit intruderar i Katanga-sedimenten även inom kopparbätet i vidsträckt mening, detta under hänvisning till metamorfosfenomen, metamorfosens zonering samt förhållandet att utanför kopparbältet alldeles säkert granit intruderar i Katanga-sedimenten. Frågan om existensen av en yngre granit tillmäts särskilt av rhodesiska geologer stor teoretisk betydelse därför att den just i 30-talets publikationer angavs vara källan för malmlösningarna. Utöver vad som här anförts skall blott nämnas, att å ena sidan förekomsten av fältspat, även kalifältspat, i de pegmatitlika kvartsgångarna åtminstone visar, att fältspat varit mobiliserad, samt att ovannämnda kvarts-turmalin-scheelit-gångar också kan tolkas som ett tecken på att en granitartad härd funnits i närheten.

Kopparmalmer

Översikt

Kopparmalmerna i den nu skildrade malmprovinsen uppträda som två skilda typer, dels rika och ofta kompakta sulfidmalmer kännetecknade av metallsällskapet koppar, zink och bly, typexempel Kipushi, och dels stora bäddformiga impregnationsmalmer kännetecknade av kombinationen koppar-kobolt. Den senare typen är den mest betydelsefulla, såväl vad gäller produktion som reserver. Den påträffas både i Katanga och Rhodesia, fastän med något skilda karaktärer.

Lagerformiga kopparförekomster i Norra Rhodesia

I Rhodesia har sulfidimpregnationen träffat sandstenar, skiffrar och dolomitiska skiffrar i Lower Roan. Här brytes i huvudsak på de friska sulfiderna. De bäddformiga förekomsterna nå en imponerande storlek.

Ofta är deras längd i strykningsriktningen flera km och bredden någon km. En av de största är Roan Antelope, där mineraliseringen i strykningsriktningen kan följas en sträcka på något mer än 9 km, där mäktigheten är ca. 10 m och bredden i vissa profiler är omkring 5 km. Halterna är i allmänhet mellan 3 och 7 % koppar och ung. hälften så mycket svavel. Av detta följer att malmen till sitt utseende är helt oansenlig. I många fall kan man inte ens se malmmineralen, t. ex. när det är fråga om kopparglans i en kvartsit eller en skiffer.

De rhodesiska malmerna ligga med få undantag på nära nog samma stratigrafiska nivå i något olika horisonter. Denna nivå är bestämd därigenom att den ligger något ovan det s. k. Foot wall-konglomeratet. Den kopparförande bergarten växlar i sin karaktär från gruva till gruva och i vissa förekomster även mycket starkt i strykningsriktningen. Den omfattar totalt ett facies-spektrum från grova arkoser och fältspatssandstenar (Nchanga) över välsorterade finkorniga kvartsiter (Mufulira) och finskiktade något dolomitiska skiffrar (Roan Antelope) till svarta koliga skiffrar och leriga dolomiter (Nkana-gruppen). I tektoniskt avseende följer mineraliseringen fullkomligt sedimentens strukturer både i stora veck och i små mikroskopiska detaljer och uppträder i detta avseende som om det vore en ursprunglig beståndsdel av horisonten. Detta har också lett till den allmänt accepterade slutsatsen, att mineraliseringen måste vara äldre än deformationen eller möjligen kan ha kommit på plats under själva deformationen.

Mineralogiskt kännetecknas mineraliseringen av svavelkis, kopparkis, bornit, kopparglans, carrolit och linnæit. Proportionen kobolt—koppar växlar men kan nå ungefär 1 : 10. Mineralen ingå i den malmförande horisontens bergarter som insprängda korn, här och var också som små ådror, och uppvisa en rad invecklade relationer och texturer. Ofta visa de olika mineralen till sin fördelning och sina proportioner en regelbunden zonering, som är av största genetiskt intresse, se följande beskrivning av Roan Antelope. Roan Antelope-förekomsten är den hittills bäst beskrivna och mest i detalj kända av alla nu nämnda förekomster.

Roan Antelope[1]

Katanga-sedimenten ligga här i en synklinal, som är spetsigt hopklämd mot öster. I dess västra del finna vi gabbro, medan malmhorisonten kan följas runt synklinalens östra spets och i synklinalens mitt har uppborrats på ett djup av 2 000 m. Synklinalens södra skänkel stupar brant mot norr, medan den norra skänkeln är svagt överstjälpt mot söder. Ung. 5 km från synklinalens östra spets är den mycket starkt sammanklämd, och här har malmhorisonten lagts i ytterst häftiga dragfolds. Sådana släpveck i större och mindre skala utmärka hela malmhorisonten. Denna utgöres av en hornfelsartad biotitskiffer, som vilar över Foot wall-konglomeratet och är fint skiktad. Mineraliseringens fördelning inom horisonten är anmärkningsvärt regelbunden men visar en rad intressanta variationer både i horisontell och vertikal led. Härvid är svavelhalten relativt konstant medan proportionen koppar—järn visar en systematisk variation. I strykningsriktningen från väster till öster avtar järnsulfidproportionen regelbundet och i vertikal led inom skiktet ökar kopparandelen från liggandet till hängandet. I hängandet finns en mycket markerad haltgräns mot en skiffer, som skiljer sig från malmhorisonten endast genom att den är massiv eller föga skiktad. Mot liggandet avtar kopparhalten kontinuerligt och utan skarp gräns. Liggandet utgöres också av skiffer, som vad det gäller skiktning står mellan malmhorisonten och hängandet.

---

[1] Se Davis, 1954, och Brummer, 1955.

Brummer (op. cit.) har undersökt om variationerna i mineraliseringen från liggandet till hängandet kan sättas i samband med den petrografiska utbildningen av malmhorisonten. För detta ändamål visar han grafiskt variationen av halterna av koppar, järnsulfid, svavel, kiselsyra, aluminiumoxid, kalk och magnesia samt antal skiktenheter per fot. Han finner därvid, att kopparhalten och antalet skikt står i ett sympatetiskt förhållande så, att de icke brytvärda liggande skiffrarna är dåligt skiktade. När man närmar sig den brytvärda malmen och kopparhalten kontinuerligt stiger, stiger också antalet skikt per längdenhet. Malmskiffern innehåller huvudsakligen bornit och kopparglans. Den är mycket väl skiktad. Malmens skarpa gräns mot hängväggen markeras också av en motsvarande skarp nedgång i antalet skikt per längdenhet. Nedgången i kopparhalterna från över 3 % till under 0.2 % äger rum på mindre än 1 fot. Vidare har Brummer påvisat, att svavelhalten varierar föga från liggväggen till begränsningen av hängväggen. Härtill kan fogas, att det finns ett klart omvänt förhållande mellan kopparhalt och järnsulfidhalt och likaså en markerad parallellvariation i magnesiahalt och järnsulfidhalt. Dessa Brummers resultat är av allra största vikt för tolkningen av detta slags fyndigheters genesis.

Nkanagruppen

Nkanagruppens malmer, Mindola, Nkana och South orebody, skilja sig i flera avseenden från den vid Roan Antelope. De återfinnas endast i den södra skänkeln av en liknande synklinal som den vid Roan Antelope, och den malmförande horisonten visar kraftiga petrografiska variationer i strykningsriktningen. Medan den i NV i Mindola-

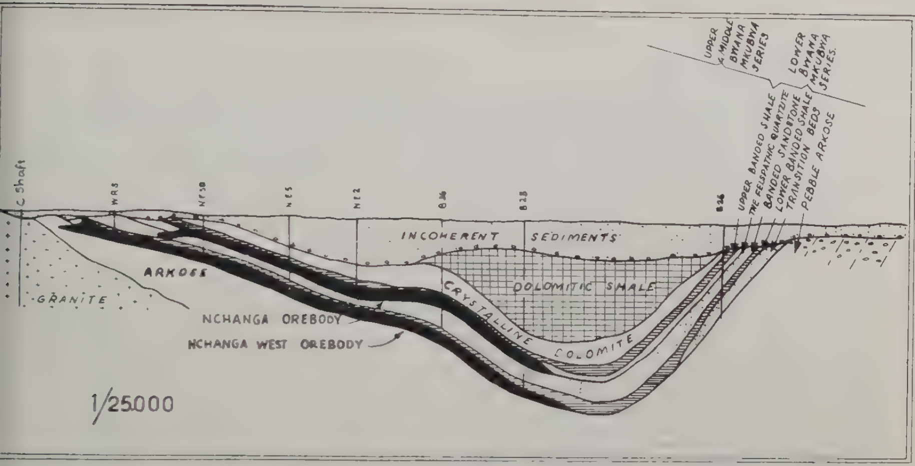


Fig. 2. Schematisk profil genom Nchanga-synklinalen med dess malmer. (Efter H. E. Nelems 1955, ur Optima.) 1 : 25 000.

gruvan kan uppdelas i fyra på varandra följande petrografiskt olika horisonter av skiffrar resp. dolomiter, ändrar den i Nkanagruvan karaktär och utgöres där delvis av en svart skiffer utan att kopparhalterna därför undergå större förändringar. Ett intressant drag här är också, att malmhorisonten visar ett avbrott, det s. k. Kitwe gap.

I Nkanagruppens malmer finner man dessutom en zonering i sulfidmineralens fördelning, men denna är inte lika enkel och renlinjig som den vid Roan Antelope.

Nchanga [1]

Nchangaförekomsten visar vissa från Nkanagruppens malmer avvikande drag. Katanga-sedimenten ligga här mera öppet i en assymetrisk synklinal med vertikal nordflank och flackt stupande sydskänkel, och lagerföljden skiljer sig från övriga förekomster genom att Foot wall-konglomeratet inte är utbildat; det finnes där endast som en grov arkos. Malmerna ligga huvudsakligen på den flacka sydskänkeln. Det är fråga om två skilda malmlager, »Nchanga ore body» och »Nchanga west ore body», av vilka West ore body är den undre och ligger i arkosen, medan Nchanga ore body ligger i fältspatförande sandsten. Mellan malmlagren finnas ung. 50 m sediment, som är omineraliserade. Båda malmkropparna ligga här i bergarter (sandsten, arkos och välsorterad kvartsit), som kännetecknas av god permeabilitet, medan deras hängande i båda fallen utgöres av en tät, ofta bandad, skiffer. Av speciellt intresse är att en av allt att döma primär sulfidmineralisering, som för både kopparkis och bornit, på sina ställen sträcker sig ända till 30 m ner i Katanga-seriens underlag och då också har träffat granit och aplit. Sandstensmalmen påminner för övrigt i stuff och borrkärnor om blymalmen i Laisvall, med sulfiderna huvudsakligen samlade till porutrymmet mellan sandkornen och i mindre omfattning också korroderande dessa.

---

[1] C. C. A. Jackson, 1932, Mc Kinnon, 1953, och Nelems, 1955.

Bancroft

Bancroft var vid mitt besök den senast till bearbetning upptagna förekomsten, och där pågick samtidigt utbyggnad av anrikningsverk, uppborrning av förekomsten och ortdrivning från schaktet fram till malmen, som man då (okt. 1955) ännu inte nått fram till. Förekomsten var alltså ännu bara känd i borrkärnor, men tydligen bestod den av två lagerformade stora malmer liggande i en och samma horisont och skilda åt av ett omineraliserat »gap», kring vilket mineraliseringen visade en i viss mån symmetrisk zonering kännetecknad av ordningsföljden Fe, Co, Cu.

Mufulira [1]

Mufulira-förekomsten besöktes ej. Av den publicerade beskrivningen framgår, att den uppbyggs av tre över varandra liggande, välsorterade kvartsithorisonter, som äro kopparförande. Den undre mineraliserade kvartsiten begränsas uppåt av en ca. 30 cm mäktig skifferhorisont, som också begränsar mineraliseringen. Den mellersta malmhorisonten stoppas uppåt av en uthållig dolomit, vilken jämte en tät kvartsit skiljer horisonten från den övre malmkvartsiten. Denna i sin tur överlagras av en tät, lerig kvartsit. Anmärkningsvärt är att den tunna skifferhorisonten mellan den undre och den mellersta malmhorisonten kilar ut mot V och att de båda malmerna förenas till en enda där skiffern försvinner. Dessa förhållanden påminna om dem, som nämnts från Nchanga.

I stuff bär bergarterna från Mufulira prägel av högre metamorfos än övriga fyndigheter. Vidare lägger man märke till den spridda förekomsten av porfyroblastlika skapolitindivider.

Chibuluma

Chibuluma, slutligen, är en förekomst av samma typ som de föregående, men av avgjort mindre storlek. Den har dock högre medelhalt, kanske 6—8 % Cu, och en betydande koboltmineralisering.

---

[1] GRAY, 1932.

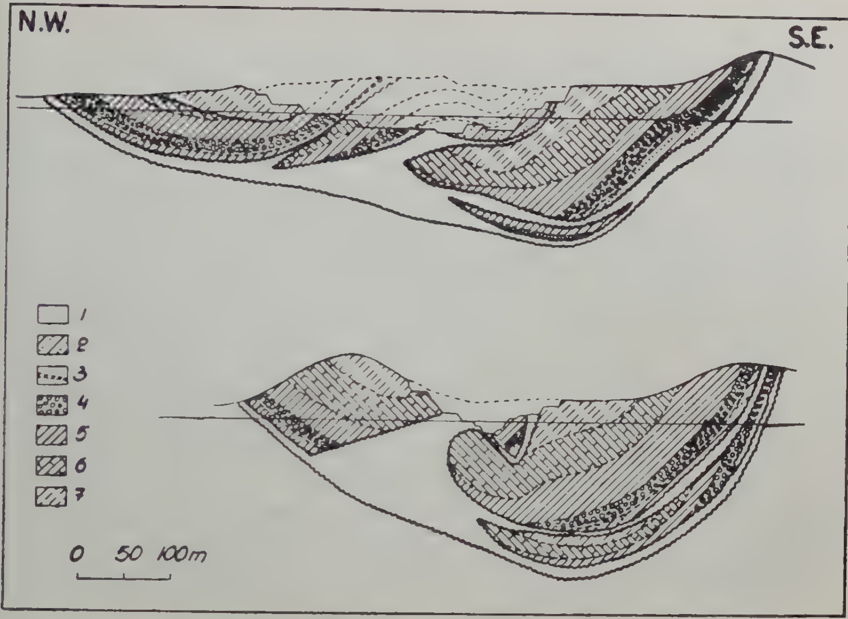


Fig. 3. Profiler genom Kambove-malmen. 1. Tektonisk breccia; 2. Skiffrar, R. A. T.; 3. Finskiktad sandsten, R. S. F.; 4. Förkislad bergart med stromatoliter, R. S. C.; 5. Dolomitiska skiffrar S. D.; 6. Kalksten C. M. N.; 7. Övre dolomit D. S. Efter H. Schuiling (1947) ur L. Cahen (1954).

Gångartade mineraliseringar

I Norra Rhodesia finns, förutom de överväldigande lagerformade kopparmalmerna, också sådana, som närma sig gångtypen och den diskordanta linstypen. Hit höra förekomsterna Sable Antelope och Kansanshi. Eftersom Kipushi i Katanga utgör det bäst kända typexemplet för denna grupp, får det här räcka med enbart omnämnandet av de nord-rhodesiska förekomsterna, vilka f. ö. ej besökts och vilka sakna publicerade specialbeskrivningar.

För att komplettera bilden av kopparmineraliseringen skall också två andra gångartade parageneser anföras, nämligen kvarts-turmalin-scheelit-mineraliseringen i Roan Antelope, som redan nämnts, samt uraninitförekomsten vid Nkana.

Den senare uppträder, såvitt jag kunde se på stuffmaterial, i små kvartsådror, möjligen inom en krosszon. Till paragenesen hör, förutom de vanliga kopparsulfiderna, också melonit. Bildningstemperaturen torde ha legat över 475° C (Davidson 1954). Sidostenen syntes i viss utsträckning vara förkvartsad. »Disseminated» uranmineralisering uppges förekomma i de lagerformade kopparmalmerna.

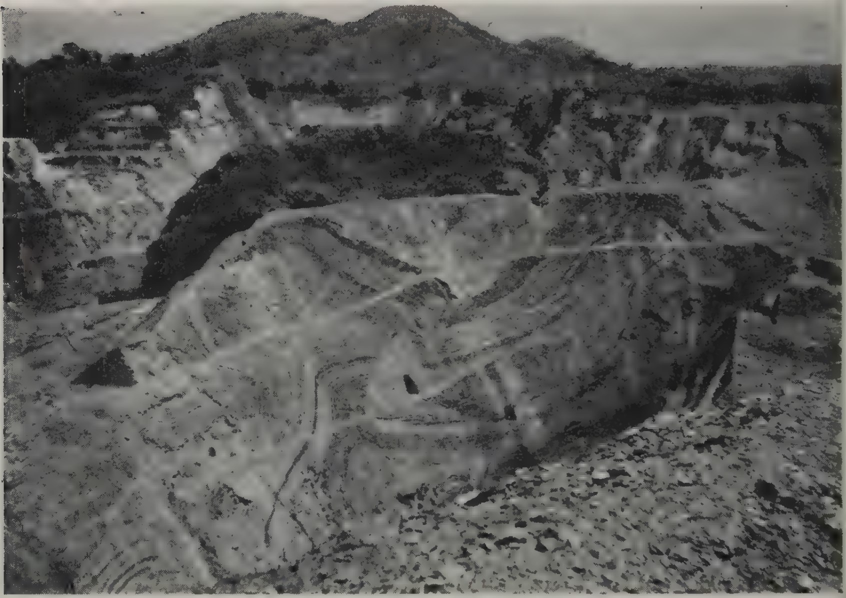


Fig. 4. Foto av dagbrottet i Kambove. Förf. foto.

Katanga

I Cahens stora monografi »Géologie du Congo Belge» (1954) lämnas en samlad modern och auktoritativ framställning över Katangas geologi och malmer, varför detta avsnitt kan hållas ganska kort, och endast några huvudpunkter behöver beröras.

Enligt Union Minière du Haut Katanga var produktionen år 1954 223 500 ton koppar och 8 600 ton kobolt. Den totala kopparproduktionen sedan företagets bildning överskrider 4 500 000 ton.

Till skillnad från förhållandena i Norra Rhodesia härrör en stor del av Katangas produktion från malmernas oxiderade och avsevärt anrikade delar, men man har också flerstädes nått ned till den primära sulfidiska mineraliseringen. Denna överensstämmer i alla väsentliga drag beträffande uppträdande, form, storlek, halter och paragenes med de lagerformade förekomsterna i Norra Rhodesia. De väsentliga avvikelserna gälla den stratigrafiska ställningen samt sidostenens karaktär och tektonik.

Flertalet kopparförekomster i Katanga visa en förbluffande enhetlighet i fråga om det stratigrafiska läget och sidostenens karaktärer. Så kan man t. ex. känna igen bergartshorisonterna från de östligaste förekomsterna, t. ex. Etoile du Congo i de västligaste, t. ex. Musonoi, vilka ligga ung. 250 km från varandra i strykningsriktningen!

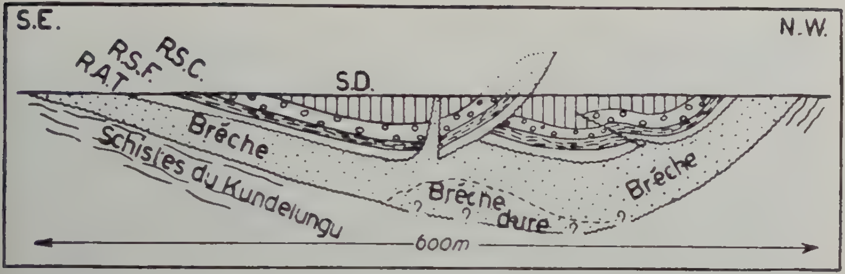


Fig. 5. Schematisk profil genom Ruwe-förekomsten, som visar hur Mine-serien har skjutits över Kundelungu. Efter E. Polinard ur L. Cahen (1954).

Dessa horisonter anses motsvara övre Roan och uppbyggas väsentligen av dolomitiska bergarter. Den kritiska zonen har indelats i en följd av enheter, som vanligen betecknas endast med sina resp. »initialer» (nedifrån och upp):

R. A. T. och D. I., roches argilo-talqueuses och dolomies inferieures, ett komplex av finkorniga bergarter, som bjuder svårigheter vid karaktäriseringen och synes innesluta såväl dolomitiskt som sandstens- och skifferartat material (ej talkigt).

R. S. F. Roches siliceuses feulletées, en bandad silificerad dolomithorisont.

R. S. C. Roches siliceuses cellulaires, en obandad, ofta silificerad dolomithorisont, i dagen ofta hålig och blockig. Över denna horisont följa dolomitiska skiffrar och dolomitiska kalkstenar av betydande mäktighet.

Vanligen är det horisonterna omkring R. S. C., som är kopparförande, medan denna horisont trots detta i regel är omineraliserad. I Ruwe-förekomsten är även R. A. T. i viss utsträckning kopparförande, vilket normalt ej är fallet och därför förtjänar att noteras.

I tektoniskt avseende kännetecknas kopparmalmzonen i Katanga av en mycket livlig stil, som avviker från den i norra Rhodesia genom att flerstädes regelrätta skollrörelser utlösts. Det klassiska exemplet är Kambove, där man för första gången entydigt visade, att själva förekomsten låg i en från sitt underlag helt lössliten skolla (SCHUILING 1929). Dessa skollor är i öster av relativt blygsam skala, medan man för den västra delen av fältet antar existensen av betydligt större enheter och räknar med rörelsebelopp på upp till 25 km.

Rörelsen har utlösts strax under de kopparförande horisonterna, vilket gör att deras stratigrafiska begränsning och relationer nedåt fortfarande är oklara i detalj. Som helt personliga intryck beträffande dessa problem kan jag nämna, att slipprov av R. A. T., som jag fått

Fig. 6. Malakit, Ruwe. Förf. foto.

se, hade en klart mylonitisk prägel, vilket skulle tala för att en del av rörelsen utlösts inom denna horisont. I Musonoi, i västra delen av Katanga, där man antar att både skollor och transportlängder nå avsevärd storlek, förlägges emellertid överskjutningsplanet åtskilligt under denna horisont, till en bergart av närmast konglomeratisk natur, vars bollar ofta ha en diameter upp till tio cm. Horisonten är i flera avseenden inte är olik Foot wall-konglomeratet i Lower Roan.

Självfallet inställer sig frågan om eventuella samband mellan malmförekomst och tektonik. Härtill kan bara sägas, att de primära kopparmineralens horisontbeständighet trots alla tektoniska störningar i Katanga liksom i norra Rhodesia talar för att de intagit sin plats åtminstone före den tektoniska kulminationen, medan å andra sidan det på flera ställen förekommer gångformiga mineraliseringar, som tydligt skära igenom vecknings- och överskjutningsstrukturer, t. ex. koppar- och uranförande gångar i Kambove.

De diskordanta mineralförekomsterna spela i Katanga en långt mera betydande roll än i Norra Rhodesia. Viktigast i denna grupp är koppar-zink-bly-malmen i Kipushi och uranförekomsten Shinkolobwe.

Kipushi kan i korthet karaktäriseras som en i huvudsak kompakt sulfidkropp förträngande Kakontwe-kalkstenen (Kundelungu) och kalkskiffrar. Till formen är den i horisontalplanet otydligt linsformad, med en största längd av ca. 600 m och en största bredd av ca. 60 m. Schakten gå till ett djup av 1 640 fot, och den djupaste brytningsnivån torde vara 1 600 fot. Om malmens vidare uthållighet mot djupet saknar jag uppgifter.

Tektoniskt synes malmen stå i samband med en brant överskjutningszon omkring axialplanet i en mot NV överstjälpt antiklinal. Sulfidmalmen domineras av kopparkis, bornit och zinkblände. Även blyglans och svavelkis finnas rikligt. Till struktur och textur påminner den starkt om malmerna i Skelleftefältet, fastän kornstorleken är något grövre och våra malmers svavelkis måste tänkas utbytt mot kopparmineralen. Förutom kompaktmalmen finnas också betydande kvantiteter impregnationsmalm i form av små kopparkisförande ådror i kalkskiffer.

Malmen uppvisar en ovanligt omfattande elementuppsättning. Utöver de för denna malmtyp vanliga märkas ekonomiskt utnyttjbara halter av vanadin, kadmium och germanium. I detta avseende, liksom i många andra, påminner Kipushiförekomsten starkt om Tsumeb i Sydvästafrika. Uppskattningsvis håller Kipushimalmen ca. 30 % Cu och är av storleksordningen 12 miljoner ton

Shinkolobweförekomsten står under militär bevakning och är i allmänhet inte tillgänglig för besökande. Följande uppgifter har hämtats ur ovannämnda framställning av CAHEN. (En utomordentlig utställning av mineral och stuffer från Shinkolobwe fanns att bese i Jadotville.) Förekomsten är gångartad och kan uppdelas i fyra paragenetiska enheter:

1) Kvarts, monazit, turmalin, apatit, klorit och talk.
2) Pechblände.
3) Järn-, nickel-, kobolt-, koppar- och molybdensulfider.
4) Karbonat.

Även guld och platinametaller utvinnas.

Sidostenen är impregnationsartat mineraliserad omkring den gångartade förekomsten. Om förekomstens storlek lämnas inga uppgifter, men i utställningen finns ett block av enhetligt, kompakt pechblände, som måste väga flera ton. Som bekant förekommer ett otal omvandlings- och oxidationsmineral i denna enastående malm.

Ett flertal andra förekomster av liknande slag, men sannolikt av mindre betydelse, finnas. En uranförande förkastningsgång, som tidigare t. o. m. varit föremål för brytning, genomsätter den lagerformiga kopparmalmen i Kambove.

Genetiska synpunkter

De genetiska synpunkterna på mineralförekomsterna inom denna malmprovins har växlat starkt under deras korta historia, vilket i synnerhet gäller de lagerartade kopparförekomsterna. Utvecklingen kan i korthet skisseras på följande sätt.

I ett mycket tidigt skede ansågs de på grund av sin form, stora uthållighet i skiktplanet och jämna mineralisering vara syngenetiska.

I samband med att fyndigheterna började brytas och därvid underkastades mera detaljerad geologisk och petrografisk-malmmikroskopisk undersökning, accepterades ganska allmänt en epigenetisk tolkning av deras uppkomst, vilket bl. a. manifesterades i ett antal monografier över de nordrhodesiska förekomsterna omkring 1930. Huvudargumenten, som framfördes, var förekomsten av ådror av kopparmineral och kopparförande pegmatitartade gångar i Roan-sedimenten, samt texturella drag såsom förträngning av sedimentens silikat av sulfider och avblandningsstrukturer i sulfiderna, vilka tydde på relativt hög bildningstemperatur. Man antog vid denna tid rätt allmänt, att de kopparförande lösningarna kunde härledas från en i hela fältet förekommande »yngre» granit, och just pegmatitgångarna ansågs som goda bevis för denna uppfattning.

Flera av gruvorna i fråga demonstrerades vid den internationella geologkongressen 1929. H. SCHNEIDERHÖHN deltog i denna, och de intryck han därvid fick ledde honom att mot den gängse epigenetiska uppfattningen åter framföra en syngenetisk, vilket skedde 1932. Därvid bestred han existensen av en yngre granit, uppfattade pegmatitgångarna som lateralsekretoriska bildningar i stil med de alpina mineralgångarna och omtolkade de mikroskopiska texturerna till att ha uppstått under ett metamorft skede med förhöjd temperatur, långt efter den syngenetiska anläggningen av förekomsterna. Vidare påtalar han, att malmernas elementkombination av huvudsakligen koppar och kobolt inte liknar andra epigenetiska, hydrotermala parageneser. Som argument för en syngenetisk uppkomst anför han åter malmernas lagerform, med särskild betoning av deras nivåbeständighet. Särskild vikt fäster han vid sedimentens arida, kontinentala karaktärer (i malmernas liggande), så att malmerna slutligen klassificeras som hörande till de »sedimentären Konzentrationslagerstätten in terrestrischen ariden Schuttgesteinen». Vid koncentrationsprocesserna antas grundvattnet ha spelat en avgörande roll, varigenom denna uppfattning i viss mån kan sägas närma sig den hydrotermalt epigenetiska. Samma uppfattning företräder han i ett nyligen utkommet arbete (1956).

Schneiderhöhns uppfattning vann inte anklang i Norra Rhodesia, kanske främst på grund av otillförlitligheten i hans sakliga framställning. (Pegmatitgångarna uppger han vara fingerlånga och ha en randzon med kristaller av kvarts, adular och kalkspat samt kärnor av kopparsulfider, fastän deras verkliga dimensioner normalt kan mätas i dm och enstaka gångar nå längder av något hundratal m!. Kristaller av alpin typ äro ytterligt sällsynta och fältspaten är mikroklin, ortoklas eller anorthoklas men aldrig adular. Mineraliseringen i Nchanga och Mufulira är inte »völlig Niveaubeständig». Bergarterna över Foot wall-konglomeratet, i vilka malmen är lokaliserad — med undantag för Nchanga— är tydligt akvatiska.)

Inte heller i Katanga anammades Schneiderhöhns uppfattning. I ett mycket ingående arbete om dess kopparmalmer intar GYSIN (1936) en klart epigenetisk ståndpunkt. Emellertid har under de senaste åren en markerad omsvängning ägt rum beträffande uppfattningen av de malmgenetiska problemen bland de rhodesiska geologerna, så att åter syngenetiska synpunkter blivit dominerande. En sammanfattning av dessa har framlagts av GARLICK (1953), vilken synbarligen spelat den största rollen vid omvärderingen.

Denna omvärdering har väckt en omfattande diskussion, något som nämndes redan i början av denna framställning. Under diskussionen har många argument framlagts för och emot de båda uppfattningarna. Här kan bara huvuddragen anges.

Huvudargumenten för ett frångående av det epigenetiska synsättet beröra tre punkter.

1) Ingenstädes inom det rhodesiska kopparbältet har granit kunnat visas vara yngre än Roan-sedimenten, s. k. intrusiva kontakter är horisontförtunningar och bortfall över granitrestberg i underlagets peneplan, och pegmatitgångarna i Roan-sedimenten uppfattas som metamorfa, lateralsekretoriska gångar (GARLICK och BRUMMER 1951).

Härmed bortfaller källan för de malmbringande lösningarna, som allmänt ingick i den epigenetiska hypotesen. Denna invändning var ju också av grundläggande betydelse för Schneiderhöhn.

2) Mineraliseringens stratigrafiska utsträckning i skiktplanet och dess begränsning i vinkelrätt däremot, samt dess synbarliga oberoende av tektoniken. Detta har alltsedan den första kunskapen om dessa malmer varit den viktigaste faktorn för en syngenetisk hypotes.

3) Malmkropparnas zonering både i skiktriktningen och vinkelrätt däremot har hittills inte förklarats från epigenetiska utgångspunkter men visar ett intimt samband med sedimentets faciesutveckling, d. v. s. syngenetiska faktorer. Detta samband har ännu bara blivit ingående påvisat och analyserat för Roan Antelope-förekomsten i det ovan refererade arbetet av BRUMMER. Det utgör kanske det för närvarande viktigaste stödet för den syngenetiska hypotesen och har legat till grund för dess nuvarande utformning. Denna innebär att sedimentärt material, både klastiskt och i lösning, svämmat in i det akvatiska bäcken, som bildade sedimentationsrummet för Roangruppen över Foot wall-konglomeratet. I kontakt med sulfiderade zoner (sapropel o. a.) utfälles metallerna i en ordningsföljd motsvarande deras sulfiders

svårlöslighet, d. v. s. koppar först och järn längre ut från strandlinjen Under transgression övergick koppar-sedimentationen mot hängande i en järnutfällning, och vid regression upphörde sulfideringen.

Från epigenetiskt håll ha följande invändningar framförts:

1) Metamorfosens natur liksom förekomsten av svart turmalinfels scheelitförande kvartsturmalingångar, uraninitförande gångar med hög temperaturbetonade kopparparageneser (melonit) och pegmatitliknande gångar tala för att en yngre granit finns i grannskapet.

2) Malmernas stratigrafiska bundenhet gäller inte strängt, t. ex. vi Nchanga och Mufulira, och kan i övrigt förklaras med att lösningarn rört sig efter skiktplan och skiktfogar, möjligen i ett tidigt tektonisk skede.

3) Kopparmalmer är i regel epigenetiska, och visa som sådana oft mineralfördelningar, som man på nuvarande stadium inte kan förklara

Vidare påpekas den teoretiska betydelsen av att bilden av de lager formade förekomsterna måste kompletteras med de ovedersägligt epigenetiskt uppträdande malmerna Kipushi, Kansanshi och Shinkolobw inom malmprovinsen. Ett speciellt indicium anses vara, att uranini från den senare förekomsten har visat ungefär samma ålder (600 miljoner år) som uraninit från Nkana.

Alla dessa fenomen förklaras emellertid från syngenetiskt håll so resultat av metamorfa omflyttningar.

Inte heller ett försök att lösa frågan genom undersökning av sulfidernas svavelisotopi (BATEMAN 1956) har kunnat bringa klarhet. Ma kan således konstatera, att det hela blivit en tolkningsfråga, där uppfattning står mot uppfattning. Till bilden hör, att medan de flest aktiva geologerna i Norra Rhodesia som nämnts numera tillämpa et syngenetiskt betraktelsesätt, så är de flesta geologer i Katanga övertygade om ett epigenetiskt bildningssätt för de lagerformade ma merna där.

Kanske kan det till slut vara på sin plats att beträffande dess frågor, där expertis står mot expertis, också redovisa några egna in tryck. Det är i så fall inte mer än rätt att börja med den bekännelsen att jag anlände till Katanga med en ganska klar uppfattning om at de lagerformade malmerna skulle vara syngenetiska. Jag hade läs Garlicks framställning, utredningen om graniternas ålder i det rhode siska kopparbältet och Davis' beskrivning av Roan Antelope-förekomste med dess syngenetiska tolkning. Vidare hade jag året innan sett koppar förekomsten i Thimna, Israel, som mycket väl kan vara en representan för Schneiderhöhns »Typus der sedimentären Konzentrationslager stätten». Det stod ganska snart klart för mig, att denna senare tolknin inte kunde gälla för malmerna i Katanga, med sidostenens tydlig akvatiska prägel. Dessa var verkligen så stratigrafiskt uppbyggda och anlagda, att en syngenetisk tolkning syntes ligga närmast till hands. Existensen av så tydligt anknutna epigenetiska malmer som Kipushi och Shinkolobwe talade emellertid samtidigt starkt för en epigenetisk tolkning.

Mötet med förekomsterna i Norra Rhodesia innebar slutligen för mig ett definitivt ställningstagande för en epigenetisk tolkning. Den därvid avgörande tankegången kan kanske klarast, om också något schematiskt, anges på följande sätt.

De flesta argument, som framförts till stöd för den ena eller andra av de båda ovan redovisade uppfattningarna, har också kunnat tolkas i överensstämmelse med den motsatta. Den enda verkligt bärkraftiga argumenteringen för en syngenetisk tolkning av förekomsterna är, att man i vissa av dem, särskilt Roan Antelope, funnit att metallfördelningen visat sig vara kovariant med faciesbetingade karaktärer i sedimenten. Ett sådant känsligt faciesberoende är ju verkligen vad man skulle vänta sig vid en syngenetisk utfällning av metallsulfider i ett sedimentationsbäcken.

Som emellertid uttryckligen framhållits vid beskrivningen av de lagerformade kopparförekomsterna i Norra Rhodesia, är ett av de mest iögonfallande dragen hos de ifrågavarande bergarterna det, att de omspänna ett enormt facies-spektrum (jfr GUERNSEY 1954). I själva verket är alla de tre ändleden i PETTIJOHNS (1949) sedimenttriangel representerade; grova arkoser och sandstenar i Nchanga, fina svarta skiffrar i delar av Nkana, och relativt utpräglade karbonatstenar, dolomiter, i andra delar av Nkana och dessutom i hela Katanga. Denna enorma variation tyder avgjort på att en sulfiderande sedimentationsmiljö inte varit avgörande för metallernas fixering. Det är också svårt att anta, att en sådan överhuvud förelegat vid avlagringen av t. ex. Nchangas arkoser och sandstenar eller Katanga-förekomsternas dolomiter.

Om man alltså på dessa grunder finner det svårt att acceptera den syngenetiska hypotesen i dess nuvarande utformning, måste man också ta ställning till »syngenetikernas» argument i övrigt. Utöver det som tidigare refererats av epigenetiska synpunkter kan följande anföras.

Rörande källan för malmlösningarna kan då framhållas, att även om de i och för sig starka skäl, som från epigenetiskt håll framförts för existensen av en yngre granitisk härd ges en metamorfistisk tolkning, har metamorfosen med sin mobilisering av kvarts, fältspat, turmalin och scheelit varit kännetecknad av så markerade materialtransporter, att den mycket väl kan tänkas ha givit upphov till epigenetiska malmer. Överhuvud synes den till sin karaktär starkt närma sig vad man annars uppfattar som granitisering. I själva verket tydde åtskilliga drag, som observerades i Nkana (t. ex. granitbollar i bottenkonglomeratet med friska fältspater i randzonen och blekta fältspater i kärnan) på, att kanske hela problemet om äldre och yngre granit i kopparbältet låter sig upplösas som ett fall av »mantled granite domes» enligt ESKOLA

En annan tänkbar källa är grönstenarna. De uppträda i stor utsträckning konkordant i sedimenten och ha deformerats med dessa, vilket innebär att de stå i en relation till tektoniken som motsvarar mineraliseringen. I kopparbältet har vid geokemisk malmletning koppar- och koboltanomalier påträffats i jordtäcket över hithörande gabbro. Såväl Bushveld-komplexet som The Great Dyke åtföljas av viss koppar-mineralisering. Kombinationen koppar—kobolt skulle vid ett genetiskt samband med grönstenarna te sig mycket naturlig.

Malmernas lagerform och stratigrafiska begränsning kan från svenskt håll ges speciell belysning genom analogier med Laisvall-förekomsten (beskriven av GRIP 1954). Denna blyförekomst, vars drag inte beslöjats av en överpräglad metamorfos, påminner på flera sätt om kopparmalmerna i det centralafrikanska kopparbältet. Det är en lagerformad impregnationsmalm som dessa, den är stratigrafiskt bunden i samma grad som de, men den kan ändå, främst av paragenetiska, tektoniska och sediment-petrografiska skäl, med allra största sannolikhet visas vara epigenetiskt bildad. Av intresse är också, att de likartade förekomsterna Maubach och Mechernich i Tyskland, vilkas genes länge varit omstridd, numera inte längre betraktas som syngenetiskt bildande, och att åtminstone Mechernich till sina dimensioner fullt ut kan mäta sig med de största nordrhodesiska förekomsterna. Den är 9 km lång, 1 km bred och anses omfatta ca. 300 miljoner ton malm (PUFFE 1953).

Speciellt genom N. MARKLUNDS ytterst omfattande paragenetiska och sedimentpetrografiska undersökningar av Laisvall veta vi också, att denna förekomst visar en paragenetisk zonering och ett beroende av sedimentens facies, som till graden om också inte arten, fullt ut svarar mot vad som beskrivits från Roan Antelope. En sådan kovarians kan sålunda inte direkt tas som ett genetiskt kriterium.

En möjlig mekanism på epigenetisk bas för utbildningen av metallzoneringen vid Roan Antelope och dess beroende av sedimentens facies kan t. ex. tänkas ha verkat efter följande linjer: En av de viktigaste faktorerna, som reglera utfällning av sulfider ur vattenlösningar, är pH. I det speciella fallet Roan Antelope intresserar framför allt, att ett högre pH gynnar utfällning av järnsulfid medan ett lägre gynnar utfällning av koppar. pH i malmlösningarna kan variera bl. a. på grund av omsättningar med sidostenen. Den kanske mest betydelsefulla komponenten är därvid sidostenens karbonathalt. Karbonatet i malmhorisonten vid Roan Antelope är huvudsakligen dolomit. Av Brummers diagram över kemiska variationer i malmhorisonten från liggandet till hängandet framgår tydligt, att proportionen järnsulfid/koppar, d. v. s. malmens vertikala (i stratigrafisk mening) zonering, är direkt kovariant med malmhorisontens magnesiahalt.

Förekomstens zonering i strykningsriktningen varierar på liknande sätt med en stigande halt av järnsulfid mot väster. Även i denna riktning uttryckes malmhorisontens faciesberoende bl. a. av en mot väster stigande karbonathalt, (Davis 1954, s. 603). Detta måste dock kompletteras med iakttagelsen att metamorfosens intensitet också stiger i denna riktning, och att man åt detta håll närmar sig en mäktig gabbro.

Dessa överläggningar må gälla för vad de kunna; kanske äro de främst uttryck för den stimulans, som resan i det centralafrikanska kopparbältet gav med alla sina intryck. Ett av de mest fascinerande dragen, både vid geologiska diskussioner där ute och vid den senare genomgången av litteraturen i Boliden, var just denna påtagliga pendling i den genetiska tolkningen — hur gång på gång ackumulationen av data lett till teoretiska omvärderingar och hur dessa i sin tur stimulerat till beaktande och insamling av nya data. Redan nu har denna utveckling lett till resultat av största intresse för alla dem, som syssla med sulfidmalmernas geologiska problem.

Litteratur

Bateman, A. M., 1950: Economic Mineral Deposits. New York 1950.

Bateman, A. M. & Jensen, M. L.: Note on the Origin of the Rhodesian Copper Deposits: Isotope Composition of the Sulfides. Economic Geology Vol. 51, p. 555, 1956.

Brummer, J. J., 1955: The geology of the Roan Antelope orebody. Trans. Inst. Min. Met. London. *64*, 6. 1955. pp. 257—318.

Cahen, L., 1954: Geologie du Congo Belge. Paris 1954.

Davidson, C. F., 1954: Disc. on Prosp. and ore genesis in Northern Rhodesia. Trans. Inst. Min. Met. London. *63*, 5. 1954. pp. 244—250.

Davis, G. R., 1954: The origin of the Roan Antelope copper deposit of Northern Rhodesia. Econ. Geol. *49*, 6. 1954. pp. 575—615.

Eskola, P., 1949: The problem of mantled gneiss domes. The Quart. Journ. Geol. Soc. London. CIV 1949.

Garlick, W. G. & Brummer, J. J., 1951: The age of the granites of the Northern Rhodesian copperbelt. Econ. Geol. *46*, 5, 1951. pp. 478—498.

Garlick, W. G., 1953: Reflections on prospecting and ore genesis in Northern Rhodesia. Trans. Inst. Min. Met. London, *63*, 1, 1953. pp. 9—20.

Gray, A., 1930: The correlation of the ore-bearing sediments of the Katanga and Rhodesian copper belt. Econ. Geol. *25*, 8, 1930. pp. 783—804.

— 1932: The Mufulira copper deposit, Northern Rhodesia. Econ. Geol. *27*, 1932. pp. 315—343.

Grip, E., 1954: Blymalmen vid Laisvall. Geol. Fören. Förh. *76*, 3, 1954. pp. 357—380.

Guernsey, T. D., 1950: A summary of the provisional geological features of Northern Rhodesia. Col. Geol. and Min. Res. *1*, 2, 1950. pp. 121—151.

— 1954: Disc. on prosp. and ore genesis in Northern Rhodesia. Trans. Inst. Min. Met. London, *63*, 11, 1954. pp. 534.

Gysin, M., 1936: Les minerais de cuivre du sud Katanga. Ann. Serv. Mines. Com. Spec. Katanga. VII, 1937. 139 pp.

Jackson, G. C. A., 1932: The ores of the Nćhanga mine and extensions, Northern Rhodesia. Econ. Geol. 27, 1932. pp. 247—280.

Junner, N. R., 1954: Disc. on prosp. and ore genesis in Northern Rhodesia. Trans. Inst. Min. Met. London, *63*, 5, 1954. pp. 252—254.

McKinnon, D. M., 1953: Disc. on prosp. and ore genesis in Northern Rhodesia. Trans. Inst. Min. Met. London. *63*, 2, 1953. pp. 100—101.

Nelems, H. E., 1955: Open pit mining at Nćhanga. Optima, march 1955, pp. 6—14.

Oosterbosch, R., 1951: Copper mineralization in the Fungurume region, Katanga. Econ. Geol. *46*, 2, 1951. pp. 121—148.

Pettijohn, F. J., 1949: Sedimentary Rocks. New York, 1949.

Puffe, E., 1953: Die Blei—Zink—Erzlagerstätte der Gewerkschaft Mecherniche Werke in Mechernich in der Eifel. Zeitschrift für Erzbergbau und Metallhüttenwesen, 1953. p. 302.

Schneiderhöhn, 1932: Die Bodenschätze im südlichen Afrika. Berlin, 1932.

Schuiling, H., 1947: La tectonique des gites de cuivre du Katanga. Centenaire A. I. Lg. Congrès 1947. Sect. Col. pp. 309—313.

Tooms, 1953: Disc. on Prosp. and ore genesis in Northern Rhodesia. Trans. Inst. Min. Met. London, *63*, 2, 1953. pp. 101—102.

Mammutfynd i Lerdal, Rättvik

Av

PER THORSLUND

Abstract. In the summer of 1956 a fragment of a mammoth tusk was discovered at Rättvik in Dalecarlia, Central Sweden (Text-fig. 1). It lay somewhere in the upper 2.5 m of the ground moraine which is almost 30 m thick in the neighbourhood of the finding place. The piece is 35 cm long, and the circumference at its ends is 22.5 and 19.5 cm, respectively. Very likely it is a part of a comparatively small tusk of approximately the same size as that described by HEINTZ (1956) from Skreia, S. Norway, and thus belonged to a female.

Under schaktningsarbeten för avloppsledningar i Rättvik tillvaratogs i mitten av juni 1956 ett stycke av en mammutbete. Det har genom tillvaratagaren, ing. H. W. Bergman, överlämnats till paleontologiska institutionen i Uppsala.

Fyndet gjordes i Lerdal nära en vägkorsning i backen rakt upp från bron över Enån, ungefär 400 m från denna. Det gjordes i en uppbruten moränkoka, då det rörlagda, max. 2.5 m djupa diket skulle fyllas. Belägenheten i moränprofilen är därför icke känd.

Det tillvaratagna stycket, fig. 1, har en längd av 35 cm, mäter 22.5 cm om tjockändan (diametrar 6.7 × 6.5 cm) och 19.5 cm om den mera ovalt rundade smaländan (diametrar 6.3 × 5.7 cm). Den senare visar en frisk brottyta, varför styckets fortsättning uppenbarligen finns i det igenlagda diket, något som även göres sannolikt av en arbetares utsago.

Måtten ange, att stycket härstammar från en relativt smäcker bete och att en jämförelse ligger nära till hands med de uppgifter, som HEINTZ lämnat i Norsk Geol. Tidskr. för 1956 om ett liknande fynd vid Skreia på västra Mjösensidan. Detta utgöres av två stycken med en passyta mot varandra, har en total längd av 63 cm samt omkretsen avtagande från 23.5 cm till ca. 19 cm. Utgående från omkretsmåtten, överensstämmelsen ifråga om krumböjningen och det sannolika antagandet, att tjockändarna i båda fallen ligga på ungefär samma avstånd från pulpahåligheten, kan sålunda Rättviks-stycket passas in på Skreia-beten, som enligt HEINTZ' beräkning ursprungligen varit mellan 150 och 165 cm lång. HEINTZ anser det sannolikt, att denna bete tillhört en vuxen hon-mammut.

Liksom tidigare skandinaviska fynd av mammuttänder i morän utgör även Rättviks-beten en beståndsdel — om än en särskilt anmärkningsvärd sådan — i blockmaterialet till detta slag av sediment.

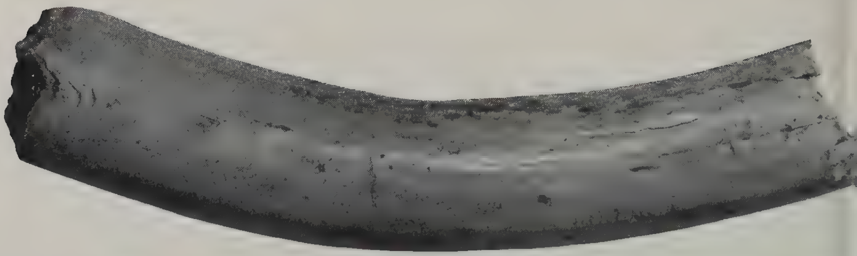


Fig. 1. Det tillvaratagna stycket av Rättviksmammutens bete med den färska brottytan till höger. Parabelrissen äro bäst utbildade underst på högra delen. Måttuppgifter finnas i texten.

Läget i Lerdalsmoränen var uppenbarligen ytligt, ty vid borrningar efter vatten i närheten har moränmäktigheten visat sig vara avsevärd eller nära 30 m. Beten företer tydliga spår av transport och tryckpåkänningar. De yttre skikten äro vid tjockändan väl avslipade och den glatta ytan visar i övrigt räfflor och parabelriss, som tydligt framträda på den avbildade sidan.

Ytterligare kan i fråga om Rättviks-betens sekundära läge följande anföras. Vid rengöring av ojämnheter i den delvis urgröpta tjockändan befanns dessa ojämnheter vara fyllda av ett sediment, som beten sannolikt tidigare varit inbäddad i och som tydligt skiljer sig från den omgivande moränen. Denna är brunaktigt grå och mycket sandrik, medan sedimentet i de små fördjupningarna snarast kan karakteriseras som en ljusgrå lerrik sand. Båda sedimenten äro kalkhaltiga och hårt cementerade. Ett litet prov av det sist nämnda har av fil. lic. And Martinsson undersökts med avseende på innehållet av pollen och sporer. Analysen gav följande resultat:

»*Pinus*	3 st	Icke odlade gräs	3 s
Betula	1 »	*Selaginella selaginoides* (mikrospor)	1 »
Ericace pollen (*Calluna*-typ)	1 tetrad	*Sphagnum*	1 »
Övriga icke-trädpollen	3 st	Sporfragment	

Polleninnehållet ger icke möjlighet till några slutsatser; möjligen kan det framhållas som betecknande, att bland de få pollen och sporer som anträffats även *Selaginella selaginoides* förekommer, vilken är rikligt representerad i Pilgrimstads interglaciala lager.»

Med Rättviks-beten får kartbilden över mammutfynden i Sverige en intressant komplettering, i det detta sista fynd ligger inom det »vita» fältet mellan de nordliga och de sydliga fynden, även om det har närmaste anknytning till de nordliga. Från de båda sydliga norska fyndorterna Skreia och Jessheim är avståndet till Rättvik nästan lika stort som från Pilgrimstad.

X-Ray Diffraction Study of Inorganic Structural Units in a Fusinizid Fossil Plant *(Vertebraria indica)*

By

J. Sen

This communication is one in the series for elucidating the structural units and their organization in plant fossils of various descriptions with special reference to the organization in their original mother substances (Sen 1955 a, in press a, b; Mitra and Sen 1956). The project also includes investigations on the structure and properties of ancient buried wood (Sen in press c, Sen and Basak 1955). The whole situation has since been reviewed (Sen 1956).

The present paper primarily aims at determining the mineral constituents of fusain and their relation to the cell wall. It also aims at finding out if there is any difference between the rectangular blocks, and the furrows or ridges in between them in the axis of the *Vertebraria indica* in relation to their inorganic constituents and their orientation. This may indirectly help in ascertaining the morphology of the problematic *Vertebraria* to some extent, which has received the attention of the palaeobotanists for more than half a century (see Walton and Wilson 1932, Sen 1955 b, Pant 1956). This problem has been discussed in detail in another paper (Sen unpub.).

Fusain has perhaps received the least interest of the X-ray workers on coal. Some suggestions have, however, been made regarding the fibre structure of fusain (Mahadevan 1940), and the state of mineral suspension in it (Horton, Randall, and Aubrey 1944). Some work was also done on the carbonisation of fusain mainly to determine the crystallographic changes (Blayden, Gibson and Riley 1944). The structure of fusain, therefore, essentially remains a problem.

The identification of minerals in unmodified fusain has never been taken up before. This is necessary for two reasons. Firstly, all the minerals present in fusain may not be present in other bands of coal. Unless fusain is also examined, the knowledge regarding coal minerals will remain incomplete. Secondly, the identity of minerals associated with fusain have to be ascertained before any work on the geometrical and structural relationships between the minerals and the maceral

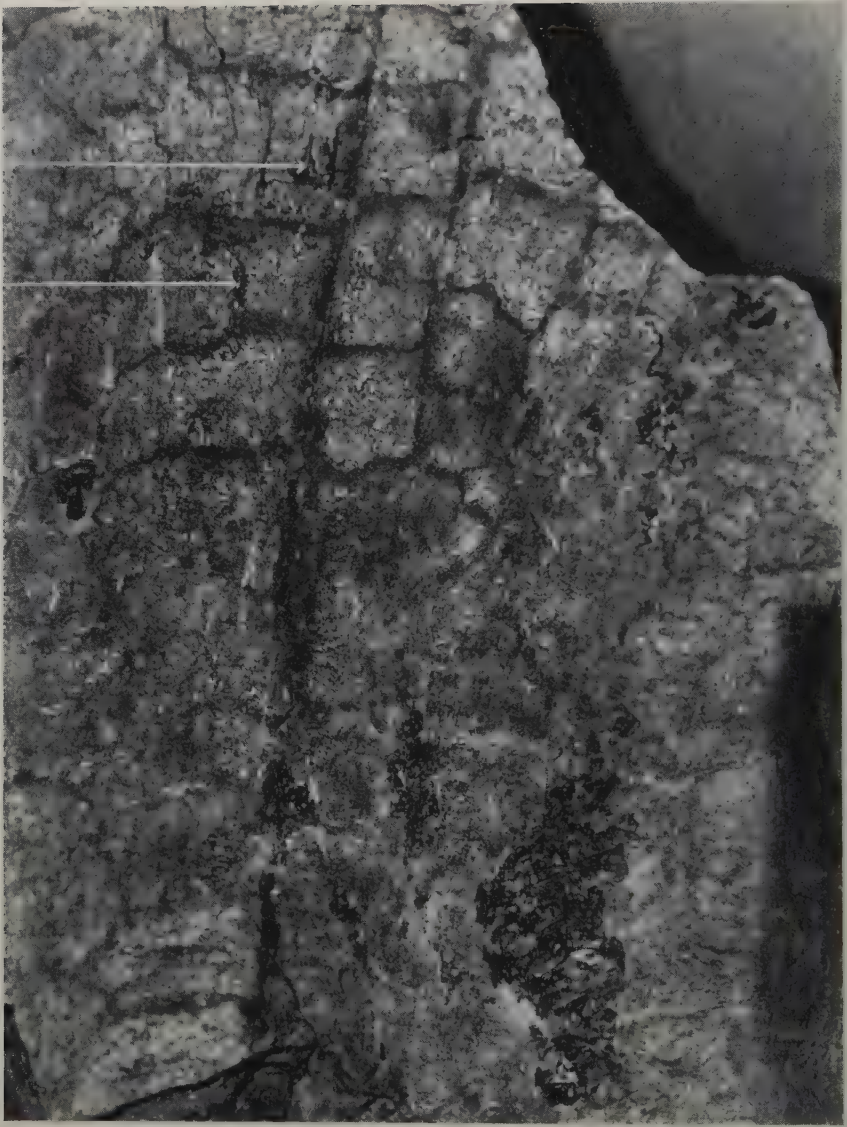


Fig. 1. Fusinized axis of *Vertebraria indica* with characteristic rectangular blocks, and ridges in between the blocks. The compression is flattened along the bedding plane of the banded bituminous coal bearing the fossil. This is borne by a carboraceous shale. The samples for X-ray examination were taken from the portions shown by arrow heads. Reduced 3/4 (ca.) nat. size.

fusinite can be taken up. Structural relationships, as referred to, may be of some use to future workers interested in the mechanism of mineralisation of plant tissue.

Material

The material consists of a fairly large completely fusinized axis of *Vertebraria indica*, wich characteristic rectangular blocks, and ridges in between them. The compression is flattened along the bedding plane of the banded coal bearing the fossil. This is found on a carbonaceous shale (Fig. 1).

The specimen was collected by Mr. S. K. Ghosh from Korba in the Central Province, India, and it belongs to the Barakar Stage (Lower Permian), Lower Gondwana. The fusinized axis is borne by typical banded bituminous coal. and it is one of the three remarkable fusinized compressions of the *Vertebraria* axes collected from different localities of the Indian Lower Gondwana for morphological studies.

Experimental arrangements and Results

The X-ray diffraction photographs of the fusain samples were taken in a cylindrical camera (5.73 cm radius). The radiation used was CuKα (1 54 Å) filtered with nickel foil The X-ray tube was run with 40 kv with the tube current at 20 milliamperes. The time of exposure was 5 hours in every case.

Of the two samples examined, one was taken from a rectangular block (Sample No. 2) of the *Vertebraria* axis, and the other (Sample No. 1) was taken from one of the ridges in between the blocks. Thin flake-like woody fibrous materials of the fusain from these samples were exposed to the X-ray beam both perpendicular to the fibre axis and in the direction of the fibre axis.

The minerals were identified by adopting the procedure previously followed by Mitra and the present author (1956). The spacings of the diffraction lines in the photographs of the fusain samples were compared to those of the known lines of different minerals.

The X-ray diagrams (Fig. 2: 1—4) exhibit two minerals. One is quartz: the crystals are fairly big, because they produce individual spots instead of uniform rings. The second mineral is a chlorite, *e. g.*, amesite.

Intensity	Found in the X-ray diagrams	Amesite
Strong	6.97 Å	6.96 Å
Medium	3.48 Å	3.47 Å
Weak	2.44 Å	2.44 Å

The brief table, as above, is sufficiently convincing. So the spacings of the other diffraction lines have not been given.

Quartz is well known as a commonly occurring mineral in coal. But so far as the present author is aware, amesite has not been pre-

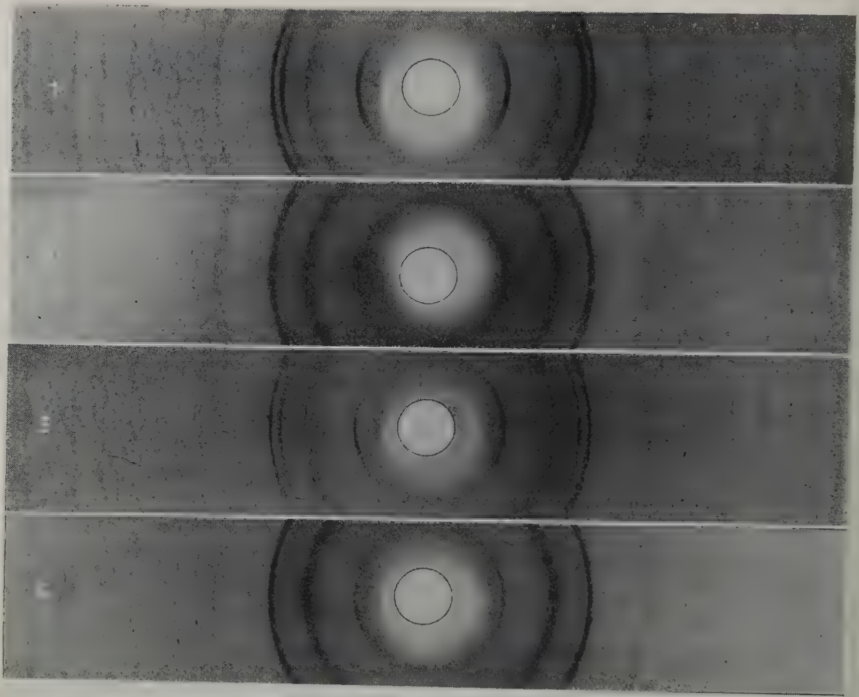


Fig. 2. X-ray diffraction photographs (nickel filtered CuKα radiation; camera radius 5.73 cm; 5 hours exposure) of: 1. fusain from a ridge of the *Vertebraria* axis (Sample No. 1) exposed to the X-ray beam perpendicular to the fibre axis, note the orientation of the chlorite; 2. fusain as in 1, exposed to the X-ray beam in the direction of the fibre axis; 3. fusain from the rectangular block of the *Vertebraria* axis (Sample No. 2) exposed to the X-ray beam perpendicular to the fibre axis — note the orientation of the chlorite; 4. fusain as in 3, exposed to the X-ray beam in the direction of the fibre axis. The patterns and the mineral lines in the ridges (figure parts 1—2; Sample No. 1) and those in the rectangular blocks (figure parts 3—4; Sample No. 2) are identical, appearing slightly more clear in the figure parts 1—2.

viously reported in any coal (see also Nelson 1953, Mitra 1954). Amesite is fairly abundant in a fossil wood from the Indian Lower Gondwana (Mitra and Sen 1956), wherefrom the fusain samples for the present investigation were collected. Thus the previous expectation of Mitra and the present author (1956), that the mineral sources of the fossil wood in the Coal Measures and those of the coal seams, both belonging to the same formation, may be similar, has been fulfilled to some extent.

The chlorites crystallize as flat lamellas. The rings of the chlorite in the X-ray diagrams are homogeneous (Fig. 2: 1—4). So its plate-like crystals must be very small.

In both the samples, quartz does not show any orientation, whilst rings of the chlorite, at least in one photograph of each of the two samples (Fig. 2: 1 and 3), indicate an arrangement of the lamellar plane parallel to the fibre axis. This is in accordance with the layering of the original cell wall. The significance of this observation may be of far-reaching importance in any investigation on the mechanism of mineralization of plant tissues. Probably there is a regularity during infiltration of plant cell wall by minerals. Whether the deposition of minerals is related to the submicroscopic framework of the original cell wall, *i. e.*, cellulose, is yet to be clearly determined. It has, however, been shown by the present author that the anisotropy in fossil wood is controlled by the pre-existing pattern in the original unmodified wood (Sen in press a). The structure of fusinite should also be ascertained before planning for future work. By such studies one might perhaps obtain new information with regard to the nature of the physical and »chemical processes which underlie the transformation of original plant constituents into coal».

The X-ray diffraction photographs do not exhibit any trace of organic material. Cellulose has disappeared during the mineralization of the cell walls. The pattern of fusinite is not visible in the photographs, because of the presence of the minerals in the samples, which have masked other features.

The mineral contents in the samples from the rectangular blocks (Fig. 2: 3—4), and from the ridges (Fig. 2: 1—2) in between the rectangular blocks, of the fusinized *Vertebraria* axis are identical. The orientation of one of the minerals, *i. e.*, chlorite, is preferred to some extent in both the photographs taken with the X-ray beam perpendicular to the long (fibre) axes of the samples (Fig. 2: 1 and 3). The X-ray patterns in the two samples are thus identical; there is only slight difference in the degree of cystallinity. The mineralization of the two samples in the same fossil has also taken place simultaneously under identical conditions. So it is possible that the tissue-sources of the samples from the rectangular blocks and from the ridges may be of a similar nature. This idea has since been supported indirectly by chemical and partly by morphological facts. However, the limitation of these physical facts in solving a morphological problem should be fully recognized.

Summary

Two minerals, quartz and amesite, have been determined in the X-ray diffraction photographs of unmodified samples of fusain; these samples were separately collected from the rectangular blocks, and from the ridges in between the rectangular blocks, of a completely fusinized axis of *Vertebraria indica* Royle (Lower Permian, India). The X-ray

patterns of the samples are identical, showing thereby the similar nature of fusain constituents in the rectangular blocks, and in the ridges in between them. This finding has indirectly some bearing on the morphology of the problematic axis of the genus *Vertebraria.*

Of the two minerals, amesite is a new record from coal. It is also oriented. The rings of the amesite indicate an arrangement of the lamellar plane parallel to the fibre axis. This is in accordance with the layering of the original cell wall. This feature is significant in connection with the processes of mineralization of plant tissues.

The author gratefully acknowledges his indebtedness to Drs. W. Epprecht and A. Frey-Wyssling of the Federal Institute of Technology, Zürich, Switzerland, and to Dr. J. B. Nelson of the British Coal Utilisation Research Association, Leatherhead, England, for valuable suggestions during the course of this investigation, and also to Professor Olof H. Selling of the Naturhistoriska Riksmuseet, Stockholm, Sweden, for very kindly going through the palæobotanical contents of manuscript, and giving facilities for the photographic work.

Botanical Laboratory of the University College of Science, Calcutta.
Present address: Riksmuseets Paleobotaniska Avdelning, Stockholm,
22 November, 1956.

References

Blayden, H. E., Gibson, J., and Riley, H. L., 1944: An X-ray study of the structure of coals, cokes and chars. — Proc. Conference Ultra-fine Struct. Coals & Cokes, Brit. Coal Util. Res. Assoc., London: 176—228.

Horton, L., Randall, R. B., and Aubrey, K. V., 1944: The Constitution of Coal: Summary of the existing knowledge. — Fuel in Sci. & Pract. 23 (4): 100.

Mahadevan, C., 1940: Studies in coal by X-ray diffraction method. — Proc. Nat. Inst. Sci. India 6 (3): 569—579.

Mitra, G. B., 1954: Identification of inorganic impurities in coal by the X-ray diffraction method. — Fuel 33 (3): 316—329.

Mitra, G. B., and Sen, J., 1956: X-ray diffraction study of inorganic structural units in fossil wood. — Amer. Jour. Sci. 254 (4): 257—259.

Nelson, J. B., 1953: Assessment of the mineral species associated with coal. — Monthly Bull. Brit. Coal Util. Res. Assoc. 17 (2): 41—54.

Pant, D. D., 1956: On two compressed Palaeozoic axes: *Stigmaria ficoides* in the *Gymnostrobus* condition and *Vertebraria indica.* — Ann. Bot. (N. S.) 20 (79): 419—429.

Sen, J., 1955 a: The organisation of microscopic super-micelles in some carbonaceous materials and Indian coal, and their woody mother substance. — Riv. Ital. Pal. e Strat. 61 (1): 1—16.

— 1955 b: Structure of *Vertebraria.* — Nature 175 (4447): 176.

— 1956: Fine structure in degraded, ancient and buried wood, and other fossilised plant derivatives. — Bot. Rev., 22 (6): 343—374.

— Orientation of quartz grains in some Indian silicified woods. — The Palaeobotanist. In press a.

— The organisation of structural units in fossil wood. — Riv. Ital. Pal. e Strat. In press b.

— The nature of ancient wood. — Bot. Gaz. In press c.

— Further studies on the structure of *Vertebraria.* — Unpub.

Sen, J., and Basak, R. K., 1955: The nature of ancient wood. II. The structure and properties of well preserved tracheids and fibres. — Bull. Torrey Bot. Club. 82 (3): 183—195.

Walton, John, and Wilson, J. A. R., 1932: On the structure of *Vertebraria.* — Proc. Roy. Soc. Edin. 52 (2, 8): 200—207.

Über die primären Erzmineralien der Kupferlagerstätte von Ergani-Maden (Vilayet-Elazig), Türkei

Von

P. DE WIJKERSLOOTH, Ankara

Abstract: In dieser Arbeit wurden die Mineralkomponenten des primären Erzbestandes der Lagerstätte von Ergani in der Türkei beschrieben. Sie wurden dem Alter nach in vier Gruppen aufgeteilt. Besonders ausführlich wurden die Mineralien Picotit und Linneit behandelt.

Das Auftreten der Mineralien Hochtemperatur-Kupferkies, Cubanit und Valleriit weist darauf hin, dass im Vererzungsraum zeitweise hohe Temperaturen (zumindestens 250°) gewaltet haben müssen.

Das Kupfererzgebiet von Ergani (in älteren Schriften ist Ergani als »Arghana» geschrieben) findet sich auf halbem Wege zwischen den beiden Städten Elazig (früher Harput genannt) und Diyarbakir an der rechten Uferseite des Diçle-(Tigris-)Flusses. Es liegt in einem gebirgigen Gelände, welches geologisch zum östlichen Taurus zu rechnen ist.

Man unterscheidet das Hauptvorkommen (welches seit uralten Zeiten einen Abbau gekannt hat), das Vorkommen von Weiss (das neuerdings aufgeschlossen wurde) im Tale des Mihrab-deresi und das des Sehgel Tepe, direkt südlich des Bahnhofes von Maden.

Die Beschreibung der unten behandelten Erzmineralien betrifft nur den Mineralbestand des Haupterzvorkommens.

Die Lagerstätte von Ergani ist in den letzten Jahren das Objekt vieler geologischen Untersuchungen geworden.

Für weitere Einzelheiten über die Geologie des Erzgebietes verweisen wir auf die Berichte von H. BORCHERT (1952) und H. SCHNEIDERHÖHN (1953) sowie auf unsere Arbeit (1945).

Über die Genese der Lagerstätte herrscht grosse Meinungsverschiedenheit. Während H. BORCHERT (1952 und 1955), H. SCHNEIDERHÖHN (1953) und M. SIREL (1950) eine submarine exhalativ-sedimentäre Entstehung befürworten, sind W. E. PETRASCHEK (1955) und wir (1954) der Auffassung zugetan, dass es sich um einen hydrothermalen, z. T. sogar hochtemperiert-hydrothermalen Erzabsatz handelt.

In dieser Arbeit möchten wir nicht näher auf die Frage des genetischen Charakters der Lagerstätte eingehen, sondern uns nur befassen mit der Beschreibung der vielgliederigen Erzparagenese, welche die Lagerstätte uns bietet.

Schon 1944 behandelten wir in einer Arbeit »Der primäre Mineralbestand der Kupferlagerstätte von Ergani-Maden» die Erzmineralien, welche die Erze von Ergani aufbauen.

Etwas später (1950) erschien die Arbeit von M. Sirel, welche wertvolle mikroskopische Daten über die Erzmineralbildung von Ergani darbietet.

Seitdem ist die Lagerstätte weiter aufgeschlossen (u. a. durch Anlage von Stollen in der 1 143 m. Sohle und durch Bohrungen, wodurch ein Studium der Vererzung der tieferen Teile der Lagerstätte möglich wurde), sodass sich der Einblick in die Erzparagenese erweiterte.

Aus diesem Grunde erschien uns eine Neubehandlung des Mineralbestandes als wünschenswert.

An dieser Stelle möchten wir Frau Prof. D. Schachner-Korn und Herrn Prof. P. Ramdohr besonders danken für die Hilfe bei der Ausarbeitung einiger mikroskopischer Probleme. Die Mikrophotos wurden auf Veranlassung von Frau Prof. D. Schachner-Korn von Frl. Wolff in Aachen gemacht.

Erzmikroskopische Beschreibung

In Anlehnung an unsere Arbeit (1944) gibt die nachstehende Tabelle einen Überblick über die primären Erzmineralien, welche das Mineralgemenge der Lagerstätte von Ergani aufbauen. Auf eine Behandlung der die Erzmineralien begleitenden Silikate, sowie der Zementations- und Oxydations-Mineralien wurde verzichtet.

Es lassen sich vier Gruppen unterscheiden, welche jede für sich die Erzmineralien einer bestimmten Periode der Erzbildung umfasst.

Gruppe I	a) Picotit (Altbestand) b) Magnetit c) Pyrit
	(Kataklase)
Gruppe II	Magnetkies, Linneit, unbek. Mineral Hochtemperatur-Kupferkies, Cubanit, Valleriit und (Zinkblende)
Gruppe III	Kupferkies, Pyrit-Markasit (Gelpyrit) Zinkblende, Bornit und Bleiglanz
Gruppe IV	Kalzit und Ankerit

Wie in dieser Übersicht angegeben ist, trat eine ausgesprochene Kataklase nach der Bildung der älteren Pyrit-Generation (I. c) ein. Die Erzmineralien der Gruppe I sind daher stark kataklastisch und unterscheiden sich dadurch von den Erzbildungen der Gruppe II, III und IV. Diese Erscheinung ist sehr wichtig für die Erkennung der älteren und jüngeren Pyrit Generation. Die ältere Generation ist stark kataklastisch, die jüngere nicht.

Die Gruppe II enthält Erzmineralien hoher Bildungstemperatur wie Hochtemperatur Kupferkies, Cubanit und Valleriit. Auch die Zinkblende, welche Entmischungskörper von Magnetkies zeigt, kann nur bei hoher Temperatur gebildet sein. Diese Paragenese dürfte nicht unter 250—300° entstanden sein.

Die Gruppe III dagegen enthält meist Kristallisationen, welche aus einem Gelzustand hervorgegangen sind, was im Allgemeinen auf niedrigere Bildungstemperaturen hinweist.

Die Gruppe IV ist nur aus carbonatischen Gangmineralien niedriger Bildungstemperatur aufgebaut.

Im Folgenden werden die Resultate unserer mikroskopischen Untersuchungen an den Erzmineralien der obenstehenden vier Gruppen, der Reihe nach, kurz geschildert, wobei besondere Aufmerksamkeit der Beschreibung der Erzmineralien Picotit und Linneit gewidmet wurde.

GRUPPE I

Picotit (Chromspinell)

Obwohl der Picotit in den magnetitreichen Erzen der höheren Zonen der Lagerstätte von Ergani (vom Tagebau aufgeschlossen) angetroffen wird (Foto 1), ist sein Auftreten in den tieferen Teilen der Lagerstätte erst recht auffallend. So kommt er massenhaft in den Erzen der tiefsten Sohle (1 143 m.) vor (siehe Foto 2). Auch die in das vererzte Liegende der Lagerstätte niedergebrachten Bohrungen trafen picotitreiche Vererzungen an.

Durch diesen Reichtum an Picotit zeigt die Lagerstätte von Ergani eine treffende Analogie mit dem auch sonst recht ähnlichen Kupferkiesvorkommen von Outokumpu in Finnland (siehe V. O. VÄHÄTALO, 1953), welches ebenfalls picotitführend ist.

Der Picotit ist das älteste Erzmineral. Er gehört im eigentlichen Sinne nicht dem Mineralisationszyklus der Vererzung von Ergani an sondern wurde als Altbestand magmatischer Herkunft in den Vererzungsraum aufgenommen.

Der Picotit ist dagegen ein Kristallisationsglied basischer bis ultrabasischer Erstarrungsmassen oder ein pyroklastisches Glied basischer Tuffe, welche beide als typische Begleiter der Lagerstätte bekannt sind.

Der Picotit tritt in Form von idiomorph begrenzten, z. T. mehr oder weniger korrodierten Individuen auf (siehe Foto 1). Meist liegen im

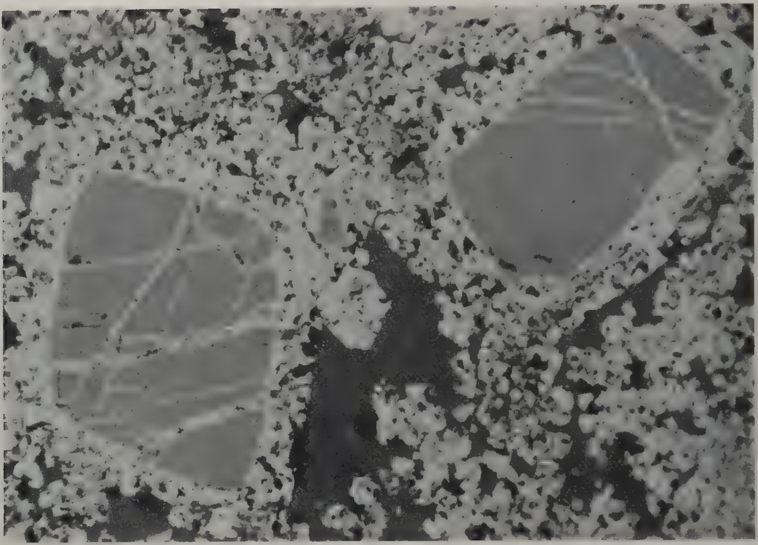


Fig. 1. Ergani-Maden (Magnetitreiches Erz aus dem Tagebau).
Vergr. 70 ×.

Picotit (grau) in Form von hypidiomorphen Individuen, welche eine starke Kataklase zeigen. Magnetit (hellgrau) hat sich diesen Picotit-Kernen angelagert (zugleicherzeit etwas den Picotit dabei verdrängend). Auch verkittet er die unregelmässig verlaufenden Sprünge im Picotit. Der Magnetit ist feinstkörnig. Eine silikatische Masse (schwarz) — (festgestellt wurden Hornblende und Ilvait) — bildet die zwickelausfüllende Substanz.

Anschliff typische Durchschnitte von Oktaedern vor. Charakteristisch ist die ziemlich allgemein verbreitete Kataklase seiner Individuen (siehe Foto 1). Es handelt sich um unregelmässige Sprünge, welche massenhaft die Kristalle durchqueren.

Magnetit hat die Picotitindividuen umwachsen und hat deren Sprünge verheilt. Er verdrängt auch teilweise den Picotit, jedoch ist dieser Vorgang meist beschränkten Ausmasses. Diese Verdrängung ist wohl zu unterscheiden von der magmatischen Resorption, welche die rundlichen und buchtigen Begrenzungsformen des Picotits hervorrief.[1]

Die Verdrängungsarbeit des Magnetits ist bei Anwendung stärkster Vergrösserung deutlich festzustellen. Man beobachtet eine feinverzahnte Verdrängungsfront von Magnetit gegen Picotit, deren Zahnungsrichtungen parallel (111) des Picotits zu verlaufen scheinen. Auch zeigt der Picotit Reaktionsränder gegen Magnetit welche ein Reflexionsvermögen zwischen dem des Picotits und dem des Magnetits aufweisen.

---

[1] T. du Rietz (1955) beschreibt gleichartige, von Magnetit umwachsene und teilweise verdrängte Picotite (von ihm Cr-Magnetite genannt) aus den kaledonischen, ultrabasischen Gesteinen von Schweden.

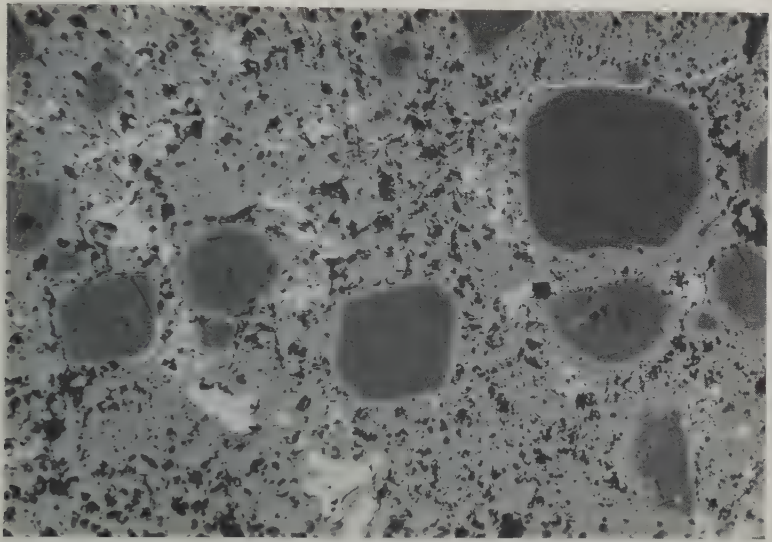


Fig. 2. Ergani-Maden (Magnetitreiches Erz aus dem 1143 M. Niveau-Stollen). Vergr. 75 ×.

Idiomorph begrenzte, z. T. leicht korrodierte Individuen von Picotit (grauschwarz) liegen massenhaft in einer Magnetitmasse (grau), welche z. T. verdrängt wird von Kupferkies und Pyrit (beide gleich weiss im Bilde).

Es handelt sich hier um ein neugebildetes Zwischenglied zwischen Picotit und Magnetit.

Der Picotit enthält öfters kleine Einschlüsse von Silikat (wahrscheinlich Olivin).

Analysen von picotitreichen Erzen wiesen einen merklichen Chromgehalt auf.

Der Picotit zeigt im Anschliff bei Anwendung von Ölimmersion braune bis rotbraune Innenreflexe — im Dünnschliff grössere Lichtdurchlässigkeit gegen normalen Chromit.

Magnetit

Obwohl der Magnetit in den höheren Zonen der Lagerstätte örtlich ziemlich stark vertreten ist, findet man ihn als wichtige Erzkomponente nur in den tieferen Teilen.

Der Magnetit tritt meistens in Form von hypidiomorphen Kleinkristallisationen inmitten von Magnetkies und Kupferkies auf. Auch erscheint er gerne in feinkristallinen Aggregaten, in welchen Picotit-

Individuen eingebettet liegen (siehe Foto 2). Öfters ist er pseudomorph nach Hämatit.

Der Magnetit ist im allgemeinen stark kataklastisch. Er wird oft, von Sprüngen aus, von Pyrit, Magnetkies und Kupferkies verdrängt.

Pyrit (*ältere Generation*)

Der Pyrit kommt über die ganze Lagerstätte verteilt vor. Er ist aber in den höheren Teilen der Lagerstätte weitaus am stärksten vertreten.

Der Pyrit ist ziemlich grobkristallin. Er enthält viele Relikte von Magnetit. Er ist öfters zonar gebaut. Die einzelnen Schalen des zonaren Pyrites können einen verschiedenen Farbton haben. So wechseln öfters gelbliche und bläuliche Pyritschalen miteinander ab.

Nach F. HEGEMANN (1943) enthält der Pyrit von Ergani Co und Ni. Besonders ausgeprägt ist der Co-Gehalt, welcher bis zu 1,25 % geht (spektralanalytisch festgestellt). Erzmikroskopisch wurden keine Kobaltmineralien als Einschlüsse im Pyrit beobachtet; man muss daher annehmen, dass das Co isomorph dem Pyrit eingelagert ist. Der zonare Aufbau und die Anisotropie stehen mit einer solchen Annahme im Einklang.

Der Pyrit ist stark kataklastisch. Auf den Sprüngen drangen Magnetkies und Kupferkies ein und verdrängten dabei z. T. den Pyrit.

GRUPPE II

Magnetkies (*Pyrrhotin*)

Der Magnetkies ist über die ganze Lagerstätte verbreitet, ist aber stärker in den tieferen Teilen vertreten.

Er tritt meist in Form von rundlichen bis lappigen Individuen — von Kupferkies begleitet — auf (siehe Foto 3).

Der Magnetkies zeigt keine Druckzwillungsbildung.

Er enthält öfters Linneit (siehe unter Linneit).

Er ist jünger als die kataklastische, ältere Generation des Pyrites dessen Sprünge er, zusammen mit Kupferkies, verkittet. Der Pyrit ist öfters von Magnetkies weitgehend verdrängt worden.

Er scheint z. T. synchron mit Kupferkies der Gruppe II gebildet zu sein während er eine ältere Bildung als Kupferkies der Gruppe III darstellt, da dieser vielfach den Magnetkies (nach 0001) verdrängt, wobei lamellenförmige Verzahnungen zwischen beiden Mineralien entstehen.

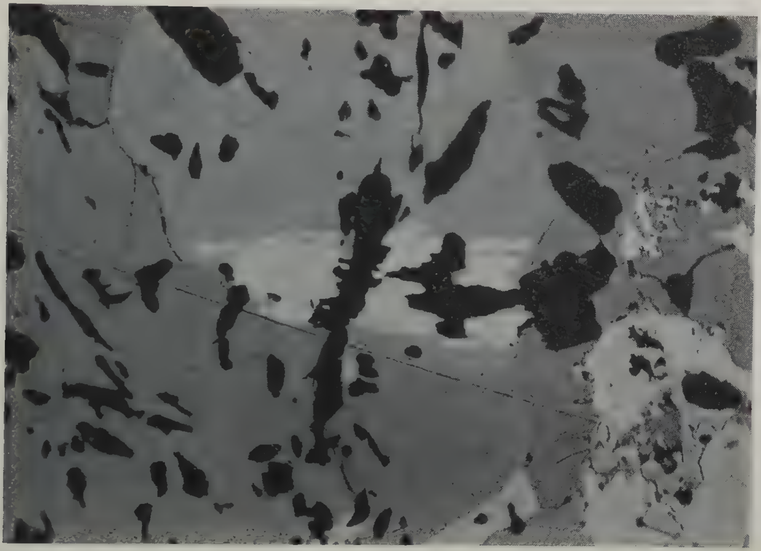


Fig. 3. Ergani-Maden (Magnetkiesreiches Erz aus dem 1143 M. Niveau-Stollen).
Vergr. 450 × (Öl).

Linneit (weissgrau) in Form von lamellenförmigen Einlagerungen im Magnetkies (wechselndes grau). Es handelt sich wahrscheinlich um eine synchrone Verwachsung mit Magnetkies wobei die Linneitlamellen parallel (0001) des Magnetkieses orientiert sind. Rechts unten im Bilde Kupferkies und Pyrit (beide grauweiss, jedoch Pyrit mit deutlichem Relief). Weiter Magnetit (teils pseudomorph nach Hämatit) (schwarz) inmitten des Magnetkieses.

Der Magnetkies wird manchmal in Pyrit-Markasit umgebildet. Es liegt eine Schwefelung des Magnetkieses vor. So beobachtet man eine Verdrängung des Magnetkieses nach (0001) durch lamellenförmige, feinstkristalline Aggregate von Pyrit und Markasit. Auch können die hierbei gebildeten Pyrit und Markasit etwas gröber kristallin sein und nicht selten in hypidiomorphen Kristallisationen auftreten. Die Pyritisierung bezw. Markasitisierung des Magnetkieses scheint mehr oder weniger synchron mit dem Vordringen des Kupferkieses der Gruppe III zu sein.

Linneit (Kobaltkies)

Unsere mikroskopischen Untersuchungen an Erzen, welche den verschiedenen Sohlen der Lagerstätte entnommen wurden, haben nachgewiesen, dass der Linneit-Gehalt nach unten deutlich zunimmt. Demzufolge sollte man annehmen, dass sich auch der Co-Gehalt des Erzes nach unten zu erhöht. Dagegen haben über 100 Analysen (im Laboratorium der Eti-Bank gemacht) von Erzen der verschiedenen

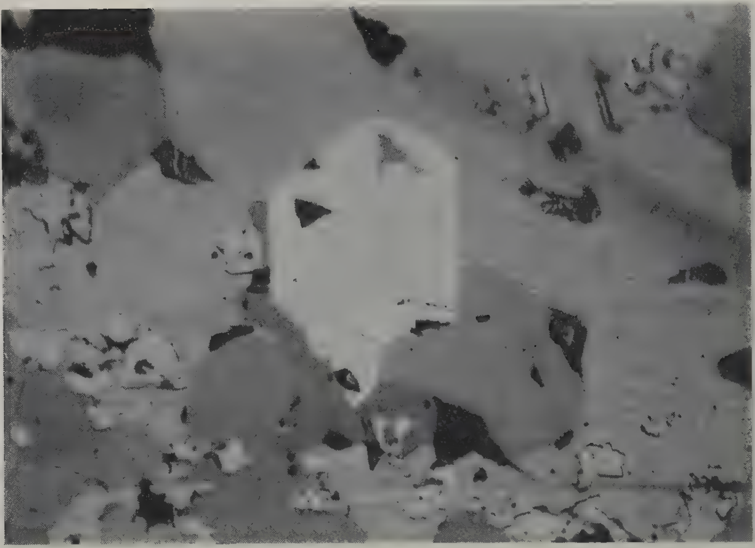


Fig. 4. Ergani-Maden (Kupferkiesreiches Erz aus dem 1143 M. Niveau-Stollen). Vergr. 570 × (Öl).

Linneit (weissgrau) — idiomorph gegen Kupferkies (hellgrau) und mit buchtigen Begrenzungen gegen Magnetkies (dunkelgrau bis grau). Er scheint älter als Kupferkies und z. T. gleichaltrig mit Magnetkies zu sein. Anderseits ist der Magnetkies Verdränger des Linneits (innerhalb des Linneit-Kristalls beobachtet man feine Äderchen und kleine Flecken von Linneit verdrängendem Magnetkies) und daher z. T. jünger als der Linneit. Weiter kleinkörniger Pyrit (hellgrau mit Relief) und einzelne Löcher (schwarz).

Sohlen gezeigt, dass der Co-Gehalt über die ganze Lagerstätte ziemlich konstant ist und zwar durchschnittlich etwa 0,4 % beträgt.

Man muss aber hierbei berücksichtigen, dass der Pyrit (ältere Generation) nach den spektralanalytischen Studien von F. Hegemann (1943) sehr reich an Kobalt sein kann (Werte bis zu 1,25 % Co) und dass der ältere Pyrit gerade in den höheren Teilen der Lagerstätte maximal vertreten ist. Demnach würde der Co-Gehalt in den höheren Zonen am grössten sein.

Die Analysen lehren uns, dass die Abnahme des Kobalt-Gehaltes infolge eines Abnehmens nach unten des Co-führenden Pyrites und die Zunahme des Kobalt-Gehaltes infolge eines Zunehmens nach unten des Linneits im Gleichgewicht stehen, sodass ein ziemlich konstanter Gehalt an Co der Ergani-Erze erreicht wurde.

Man könnte sich fragen, ob nicht der Co-Gehalt ursprünglich nur an Pyrit der älteren Generation gebunden war, welcher in den tieferen Teilen der Lagerstätte in Magnetkies und Linneit umgewandelt wurde. Die Erze der tieferen Zonen zeigen nämlich deutlich, dass eine derartige Umwandlung grossen Stiles in der Tat stattgefunden hat.

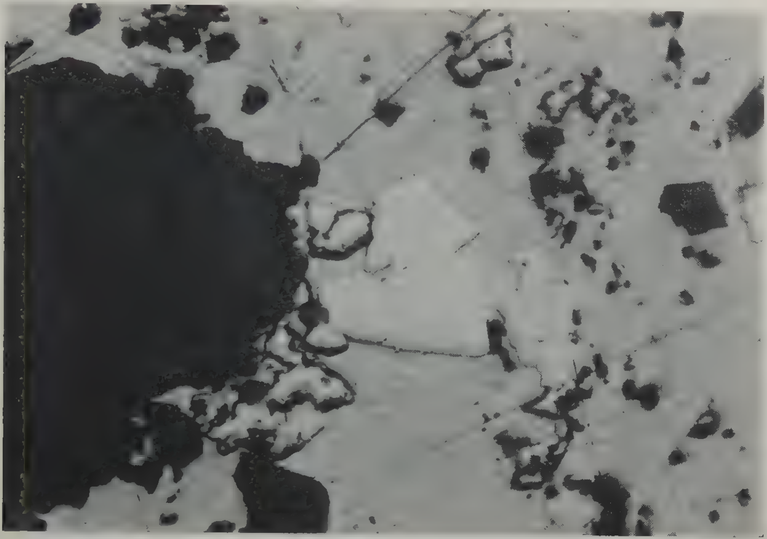


Fig. 5. Ergani-Maden (Kupferkiesreiches Erz aus dem 1143 M. Niveau-Stollen).
Vergr. 400 × (Öl).

Linneit (weissgrau mit deutlichem Relief) liegt in Form von kleinsten Kriställchen inmitten des Kupferkieses (hellgrau) vor. Er ist meist idiomorph begrenzt. Pyrit (schlechte Politur und sehr hohes Relief) tritt in Form von einzelnen Körnern auf, Magnetit (schwarz) in Aggregaten oder in Form von idiomorphen Einzel-Individuen.

Der Linneit kommt in verschiedenen Formen vor und zwar:

a) in Form von meist xenomorphen bis hypidiomorphen Individuen liegend im Magnetkies,

b) in Form von lamellenförmigen Verwachsungen mit Magnetkies,

c) in Form von idiomorphen Kriställchen liegend im Kupferkies,

d) in Form von kleinsten, meist orientierten Einschlüssen im Kupferkies.

Diese Verschiedenheit in der Erscheinungsform ist dadurch hervorgerufen, dass der Linneit in einem längeren Zeitbereich gebildet wurde und so die verschiedensten Altersbeziehungen zu den ihn begleitenden Mineralien hat.

Diese Altersbeziehungen sind folgende:
in Bezug auf Magnetkies: z. T. älter, aber meist synchron gebildet,
in Bezug auf Kupferkies
der Gruppe II: meist älter, aber auch synchron gebildet.

ad a) Der Linneit kommt vor in Form von unregelmässig begrenzten Individuen, welche jedoch öfters eine Andeutung einer hypidiomorphen Entwicklung zeigen (siehe Foto 4). Dies weist darauf hin, dass der

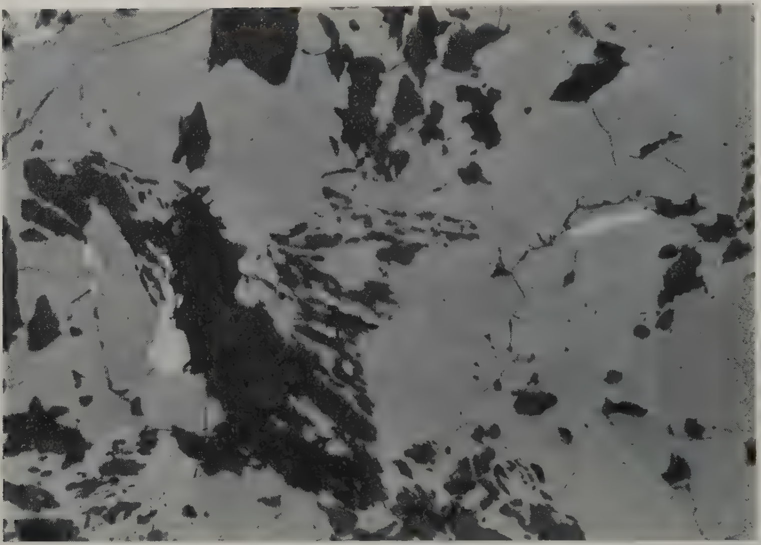


Fig. 6. Ergani-Maden (Magnetkiesreiches Erz aus dem 1143 M. Niveau-Stollen). Vergr. 235 × (Öl).

Linneit (weissgrau) meist in Form von kleinsten Lamellen (Flammen) welche gerne Magnetitkörnern aufsitzen und von dort aus keilförmig in den Magnetkies vorstossen. Auch starten die Lamellen des Linneits öfters von den Korngrenzen des Magnetkieses (grau). Magnetit (teils pseudomorph nach Eisenglanz) (dunkelgrau bis schwarz) liegt inmitten des Magnetkieses und wurde von diesem teilweise verdrängt.

Linneit gleichartig wie Magnetkies oder bisweilen etwas älter als dieser ist.

Die Korngrösse ist recht wechselnd, erreicht aber meist einen Durchschnittswert von 0,01 bis 0,1 mm.

Die Linneitkristallisationen haben manchmal Pyrit und Magnetit als Kerne eingeschlossen.

ad b) Der Linneit tritt inmitten des Magnetkieses in Form von kleinen Lamellen oder von Lamellenkomplexen auf, welche der Form nach den »Pentlanditflammen«[1] recht ähneln (siehe Foto 3 und 6). Sie sind dem Magnetkies parallel (0001) orientiert eingelagert. Oft beobachtet man, dass die Linneitlamellen, von Korngrenzen des Magnetkieses oder von Fremdkörpern (wie Magnetit) ausgehend, in den Magnetkies keilförmig vorstossen (siehe Foto 6). Die lamellenförmigen Gebilde können sehr klein sein und werden dann gerne übersehen.

ad c) Der Linneit ist in Form von idiomorphen Individuen oder Individugruppen inmitten des Kupferkieses entwickelt, welche Oktaeder allein oder in Kombination mit Kubus erkennen lassen (siehe Foto 4 und 5). Er ist ein wenig von Kupferkies und Magnetkies verdrängt. Bei der Verdrängung durch Magnetkies treten öfters feinlamellare Verwachsungsstrukturen zwischen dem verdrängten Linneit und dem verdrängenden Magnetkies auf.

---

[1] Auf Grund dieses Gefüges wurde in unserer früheren Arbeit (1944) der Linneit zu Unrecht als Pentlandit beschrieben.

Die Korngrösse ist recht wechselnd, erreicht aber meist einen Durchschnittswert von 0,01 bis 0,05 mm.

Der Linneit hat manchmal Pyrit als Kern eingeschlossen.

ad d) Der Linneit erscheint in Form von submikroskopisch-feinkristallinen. meist länglichen Einschlüssen im Kupferkies. Diese sind manchmal in grossen Mengen vorhanden. Sie sind öfters auf parallelen Linien angereiht. welche nach den kristallographischen Richtungen des Kupferkieses orientiert sind. Man hat den Eindruck dass es sich hier um Entmischungskörperchen handeln könnte.

Es sei hier darauf hingewiesen, dass V. Vähätalo in seiner Arbeit über die Kupferlagerstätte von Outokumpu (1953) die unter ad a) und ad c) beschriebene Kristallisationsform von Linneit als »Linneit I» und die unter ad b) beschriebene Form als »Linneit II» bezeichnet hat, während die unter ad d) beschriebene Form in Outokumpu nicht aufzutreten scheint.

Unbekanntes (oder nicht identifizierbares) Mineral

In den Erzen der tieferen Sohle (1 143 m Sohle) der Ergani-Lagerstätte tritt zusammen mit Magnetkies und Linneit ein xenomorph begrenztes Mineral auf, welches nur mit starker Vergrösserung wahrnehmbar ist. Es liegt im linneitführenden Magnetkies. Wegen der Feinkristallinität war eine genaue Identifizierung nicht möglich.

Man kann folgende Eigenschaften feststellen:

Habitus:	keine eigene Form gegen Magnetkies.
Schleifhärte:	mittelhart, etwas härter als Linneit, fast gleich hart wie Magnetkies.
Farbe:	rosa-violet.
Refl. Vermögen:	ziemlich hoch, heller als die hellste Stellung von Magnetkies, deutlich dunkler als Linneit.
Verhalten bei gekr. Nicols:	isotrop (eventuell sehr schwach anisotrop).
Innenreflexe:	keine.

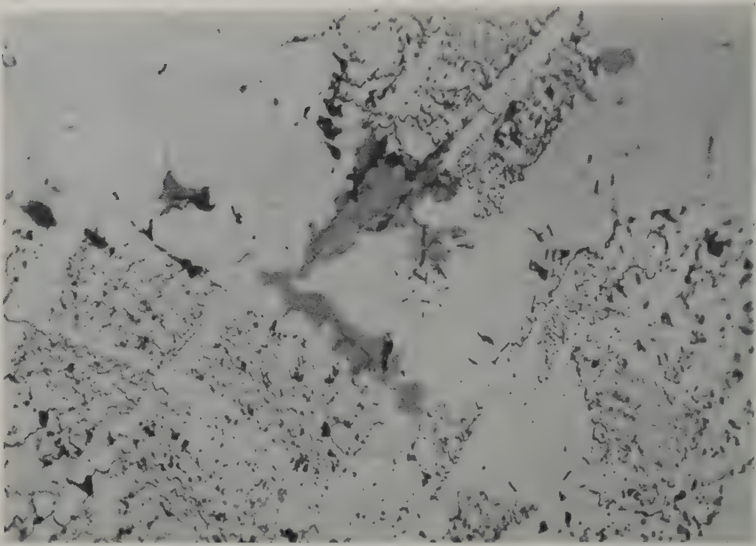


Fig. 7. Ergani-Maden (Kupferkiesreiches Erz aus dem Tagebau).
Vergr. 570 × (Öl) (parall. Nikols).

Valleriit (dunkelgrau) liegt in Form von länglichen, meist recht unregelmässig begrenzten Einschlüssen im Kupferkies (hellgrau). Er zeigt eine deutliche Orientierung nach (111) des Kupferkieses und weist daher eine Parallelität zu den, in Pyrit und Kupferkies zerfallenen »Cubanit»-Lamellen (weissgrau mit Relief) auf und lagert sich gerne diesen an. Chlorit-Blättchen (schwarz), welche nach (111) des Kupferkieses angeordnet sind, beteiligen sich am Aufbau der in Pyrit und Kupferkies umgewandelten »Cubanit»-Lamellen.

Hochtemperatur-Kupferkies

Dieser Kupferkies ist aus den verschiedensten Teilen der Lagerstätte bekannt geworden. Er ist aber vorzugsweise in den tieferen Zonen der Erzlagerstätte heimisch. Dort wo Valleriit in den Erzen reichlich vertreten ist, trifft man gern Hochtemperatur-Kupferkies an, d. h. einen Kupferkies, welcher bei hoher Temperatur gebildet wurde und ursprünglich im kubischen System auskristallisierte, nachträglich aber in normalen Kupferkies umgewandelt wurde. Dieser Kupferkies zeigt oleander-förmige Umwandlungslamellierung.

Cubanit

Cubanit wurde nur einmal von uns in den Erzen des Tagebaues angetroffen. Er ist nicht mehr als solcher vorhanden, da er gänzlich in Kupferkies und Pyrit-Markasit zerfallen ist. Ein derartiger Zerfall des Cubanites wird nach P. Ramdohr durch die Einwirkung von Verwitterungslösungen begünstigt.

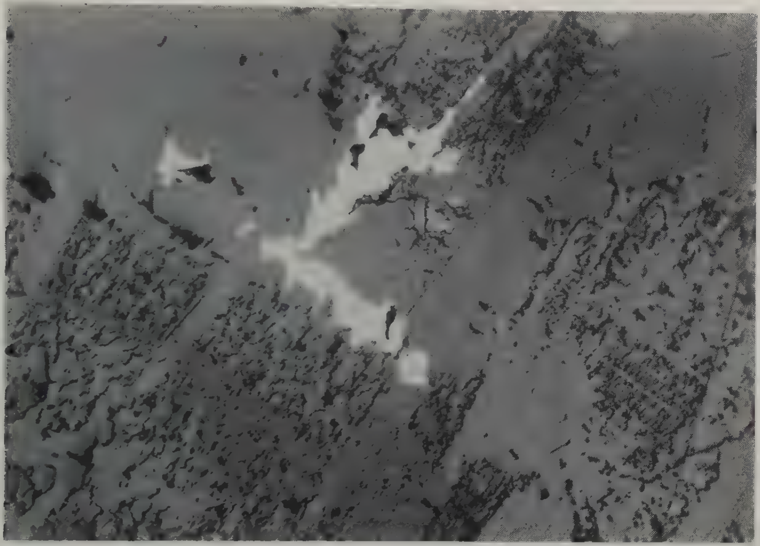


Fig. 8. Ergani-Maden (Kupferkiesreiches Erz aus dem Tagebau).
Vergr. 570 × (Öl) (gekreuzte Nikols).

Gleiches Bild wie Fig. 7, jedoch mit gekreuzten Nikols.
Valleriit (weiss) hebt sich deutlich hervor — dies wegen seiner stark leuchtenden Anisotropie-Effekte.

Der ehemalige Cubanit tritt in Erscheinung in Form von Lamellen im Kupferkies, welche aus feinstkörnigem Pyrit-Markasit und Kupferkies bestehen. Die Lamellen zeigen eine Orientierung nach (111) des Kupferkieses (siehe Foto 7 und 8).

Auch die Feinverteilung Pyrit(Markasit)-Kupferkies innerhalb der Lamellen weist eine Orientierung nach (111) der Kupferkies-Hauptmasse auf und zwar derartig, dass der aus Cubanit entstandene, sekundäre Kupferkies ein gesetzmässiges Weiterwachsen des primären Kupferkieses zeigt.

Die Lamellen haben eine wechselnde Dicke, welche sich plötzlich ändern kann — oft sind sie leicht verbogen. Sie enden öfters abrupt mit einer querschneidenden Begrenzungslinie, welche nach (111) der Kupferkies-Hauptmasse orientiert ist.

Die Lamellen liegen meist nur im Innern der Kupferkiesindividuen und stossen nicht in deren Randpartien vor. Die verschiedenen, nach (111) orientierten Lamellensysteme schneiden einander ab oder durchkreuzen einander.

Der Valleriit begleitet gerne den umgewandelten Cubanit (siehe Fig. 7 und 8). Er liegt öfters inmitten der Lamellen. Er ist ziemlich frisch und hierin liegt ein grosser Unterschied zum Cubanit, welcher eben ganz einer Umwandlung anheim gefallen ist.

Auffallend ist die Begleitung von Chlorit, dessen Blättchen nach (111) des Kupferkieses orientiert eingelagert sind.

Valleriit

Der Valleriit tritt recht allgemein verbreitet auf. Man findet ihn meist in Hochtemperatur-Kupferkies, vereinzelt zusammen mit Cubanit (zerfallen in Pyrit-Markasit und Kupferkies) (siehe Fig. 7 und 8).

Er erscheint in Form von länglichen, meist recht unregelmässig begrenzten Einschlüssen im Kupferkies. Er zeigt eine deutliche Orientierung nach (111) des Kupferkieses und weist daher eine Parallelität zu den »Cubanit»-Lamellen auf, an welchen er sich gern anlagert.

Es hat den Anschein, dass die Valleriit-Einschlüsse hier keine Entmischungsprodukte sondern eher synchron ausgeschiedene Einlagerungen im Kupferkies sind.

Der Valleriit ist auffallend frisch, und nur selten findet man Anzeichen eines Zerfalls in Pyrit und Kupferkies.

Zinkblende (höherer Bildungstemperatur)

Diese Zinkblende kommt verhältnismässig selten in den Erzen des Tagebaues (d. h. in den Erzen der mittleren und höheren Teilen der Lagerstätte) vor.

Sie tritt auf in Form von idiomorph entwickelten, kleinen Individuen inmitten des Kupferkieses. Charakteristisch ist ihr Gehalt an Magnetkies-Körperchen, was auf hohe Bildungstemperatur der Blende hinweist.

Sie ist älter als der Kupferkies der Gruppe III. Dies zeigt die Idiomorphie gegen Kupferkies der Gruppe III.

GRUPPE III

Kupferkies

Neben dem schon beschriebenen Hochtemperatur-Kupferkies (welcher reich an Valleriit-Einschlüssen ist und bisweilen Cubanit enthält) tritt ein normaler Kupferkies (bei niedrigerer Temperatur gebildet) als wichtigste Komponente der Ergani-Erze auf. Vor allem in den höheren Teilen der Lagerstätte dürfte er am stärksten vertreten sein.

Er ist mehr oder weniger synchron mit Zinkblende, Bornit und Bleiglanz sowie mit Pyrit-Markasit (jüngere Pyrit-Generation) gebildet, mit welchen Mineralien er eng verwachsen vorkommt.

In Ausnahmefällen hat der Kupferkies einen kolloformen Aufbau und ist dann nicht selten von geringen Ausscheidungen von Pyrit begleitet. Diese sind meist in einzelnen Schalen der kolloformen Kupferkiesmasse stärker angehäuft, wodurch der schalige bau des Kupferkieses weiter betont wird.

Sine Bildung möchte mit der Schwefelung des Magnetkieses (d. h. mit der Ausscheidung der jüngeren Pyrit(Markasit)-Generation) zusammenfallen.

Man beobachtet nämlich allgemein, dass der Kupferkies, zusammen mit Pyrit-Markasit, in den Magnetkies nach (0001) vordringt.

Der Kupferkies enthält massenhaft auftretende Einschlüsse von feinkristallinem Pyrit (der jüngeren Generation).

Pyrit-Markasit (Gelpyrit; jüngere Pyritgeneration)

Die jüngere Pyritgeneration findet sich sowohl in den höheren wie in den tieferen Teilen der Lagerstätte von Ergani.

Der jüngere Pyrit ist gerne von Markasit begleitet. Er zeigt öfters kolloforme Texturen und poröse Kristallisationen. Auch die kleinkugeligen Gebilde (die sogenannten »vererzten Bakterien») gehören hierzu.

Die jüngere Pyrit-Markasit-Generation ist Verdränger des Magnetkieses. Man beobachtet, dass feinstkristalline Aggregate von Pyrit und Markasit in den Magnetkies lamellar vorstossen. Die Pyrit-Markasit-Lamellen sind parallel (0001) des Magnetkieses orientiert. Auch findet man gröber-kristalline idiomorphe Pyrit-Markasit-Neubildungen, welche sich auf Kosten des Magnetkieses entwickelt haben.

Der Pyrit dieser Generation tritt auch in Form von feinkristallinen Individuen inmitten des Kupferkieses auf. Diese Einstreuung von Pyrit der jüngeren Generation ist recht allgemein.

Die Pyritindividuen enthalten manchmal viele Relikte von Magnetkies.

Zinkblende

Die Zinkblende der Gruppe III wurde von uns nur in den Erzen des Tagebaues angetroffen und scheint daher mehr in den höheren Teilen der Lagerstätte heimisch zu sein.

Die Zinkblende ist meist synchron mit dem Kupferkies der Gruppe III ausgeschieden. Sie zeigt keine eigene Form, sondern ist unregelmässig und lappig begrenzt gegen den Kupferkies.

Sie enthält viele Kupferkies-Entmischungskörper. Auch findet man in der Blende vielfach kleine Pyritkügelchen (sogenannte vererzte Bakterien). Nach M. Sirel (1950) liegen diese Pyritkügelchen fast ohne Ausnahme in der Blende.

Bornit

Der primär gebildete Bornit wurde nur vereinzelt in den Erzen des Tagebaues (in den höheren Teilen der Lagerstätte) angetroffen.

Er ist immer mit Kupferkies der Gruppe III verwachsen und bildet in diesem hakige Einschlüsse. Seine gleichaltrige Bildung mit Kupferkies, Zinkblende und Bleiglanz weist auf einen aszendenten Charakter hin (nicht zu verwechseln mit dem zementativen Bornit, welcher in viel grösseren Mengen auftritt).

Bleiglanz

Der Bleiglanz ist recht selten und tritt nur sporadisch in den Erzen der höheren Zone der Lagerstätte in Erscheinung. Man findet ihn als hakig begrenzte Einschlüsse im Kupferkies, mit welchem er gleichzeitig zur Ausscheidung kam.

GRUPPE IV

Calcit-Ankerit

Calcit und Ankerit wurden überall in der Lagerstätte als letzte Bildungen ausgeschieden und zwar meist auf Kosten der Erzmineralien, welche öfters in erheblichem Masse von diesen Karbonaten verdrängt wurden. Besonders die kolloformen Anteile der schwefelhaltigen Erzkomponenten (wie die des jüngeren Pyrites) mussten grösstenteils diesen Neubildungen ihren Platz einräumen.

(15. August 1956)

Literatur-Verzeichnis

Behrend, F., 1925: Die Kupfererzlagerstätte Arghana Maden in Kurdistan Zeitschr. f. pr. Geologie.

Borchert, H., 1952: Die Kupfererzlagerstätte von Ergani-Maden. Unveröffentl. Bericht an Eti-Bank.

— 1955: Die Chrom- und Kupfererzlagerstätte des initialen, ophiolitischen Magmatismus in der Türkei. Unveröffentl. Bericht an M. T. A.

Hegemann, F. 1943: Die geochemische Bedeutung von Kobalt und Nickel im Pyrit. Zeitschr. f. angew. Mineralogie.

Petraschek, W. E., 1955: Beziehungen zwischen der anatolischen und südeuropäischen Metallprovinz. M. T. A. 46/47, Ankara.

Pilz, R., 1917: Beitrag zur Kenntnis der Kupfererzlagerstätte in der Gegend von Arghana Maden. Zeitschr. f. pr. Geologie.

Ramdohr, P., 1955: Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. Ak. Verlag, Berlin.

Du Rietz, T., 1955: The content of chronium and nickel in the Caledonian ultrabasic rocks of Sweden. Geol. Fören. Förhandl. Bd 78, H. 2.

Romieux, J., 1944: Rapport d'ensemble géologique et minier sur les gisements d'Ergani-Maden et des environs. Unveröffentl. Bericht an Eti-Bank.

SCHNEIDERHÖHN, H., 1953: Die Kupferlagerstätte Ergani-Maden. Unveröffentl. Bericht an Eti-Bank.
— 1955: Erzlagerstätten. Kurzvorlesungen. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart.
SIREL, M., 1950: Die Kupfererzlagerstätte Ergani-Maden in der Türkei. N. J. f. Min. Abh. A., Bd. 80.
VÄHÄTALO, V. O., 1953: On the geology of the Outokumpu ore deposit in Finnland. Bull. Comm. géol. de Finlande, No 164, Helsinki.
DE WIJKERSLOOTH, P., 1944: Der primäre Mineralbestand der Kupferlagerstätte von Ergani-Maden (Vilayet Elaziğ). M. T. A. 1/31, Ankara.
— 1945: Neuer Beitrag zur Kenntnis der Kupferlagerstätte Ergani-Maden im Vilayet Elaziğ (Türkei). M. T. A. 1/33, Ankara.
— 1954: Über das Alter und die Genese der Kupferlagerstätte »Ergani-Maden» (Vilayet Elaziğ, Türkei). Bull. of the geol. Soc. of Turkey, Ankara.
— 1956: Erzmikroskopische Beobachtungen an einigen selteneren Erzmineralien der Türkei. Bull. of the Mineral Research and Exp. Inst. of Turkey. Foreign Edition No 48, Ankara.

Notiser

Notes

Preliminary Note on the Isotopic Composition of Carbon in Some Swedish Rocks [1]

By

STURE LANDERGREN

In connection with a study on the relative abundance of the stable carbon isotopes in sediments and rocks of different ages the isotopic composition of some samples of Swedish pre-Cambrian rocks have been determined and the results are separately presented in this preliminary note.

Four samples are taken from the black graphite bearing schist of the lower leptite etage of the Grythytte rock series in central Sweden (SUNDIUS, 1923). In all samples the isotopic composition of the graphite and in two of them also the $^{12}C/^{13}C$ ratio of the minute quantity of calcium carbonate, associated with the schist, has been determined. In Table I below the results are presented.

Table I.

Isotopic composition of graphite and carbonate in Grythytte schist

Location:	$^{12}C/^{13}C$[1] graphite	carbonate
Near Filipstad	90.85	—
Boön, Fernebo	90.74	89.98
Grythyttan	91.32	89.39
Grythyttan	90.89	—

[1] Stockholm scale.

As far as our present knowledge is concerned the isotope ratio of the graphite indicates organic origin. Furthermore, the ratios of carbon in the carbonate ions show an increase in the light isotope compared with the average ratio of normal limestone settled in good ventilated sea water ($^{12}C/^{13}C = 88.5$—88.6). If the calcium carbonate is a primary constituent of the original bituminous clay the increase in the lighter isotope may be due to the contribution of organic carbon dioxide — derived from decay of organic matter — in the milieu causing a precipitation of comparatively light carbonate, as earlier discussed by the present author (LANDERGREN, 1954).

If, on the other hand, the carbonate in the Grythytte schist is secondary or if a secondary rearrangement of the primary isotopic composition of the carbonate has occurred, no conclusion whatever as to the origin of the carbonate or the cause to the »anomal» isotopic composition could be drawn. However, in the paper by SUNDIUS cited above, no observations indicating a secondary origin of the carbonate in the schist are found. The Grythytte schist and its carbonate component show an isotopic composition strikingly similar to the corresponding composition of Cambro-Silurian alum shales from southern Sweden (LANDERGREN, 1955).

---

[1] Paper No 13 in a series devoted to the application of isopote ratios to geologica problems.

The isotopic composition of graphite has been determined in five samples of the graphite bearing pre-Cambrian gneiss from the eastern part of central Sweden (the so-called »Sörmlandsgneis») and the ratio $^{12}C/^{13}C$ has been calculated. The figures are given in Table II below.

Table II.

Isotopic composition of graphite in pre-Cambrian gneiss

Location:	$^{12}C/^{13}C$[1]
Lugnet	90.21
Sofielund, Tärna	90.52
Håtuna, Uppland	91.52
N. Klockebacken, Ö. Haninge	90.78
St. Uttervik, Nyköping	90.76

[1] Stockholm scale.

Also in this case the magnitude of the ratio $^{12}C/^{13}C$ points to an organic origin of the graphite, since the value 90 so far is regarded as the limit between inorganic (< 90) and organic (> 90) carbon.

If taken for granted that the isotopic composition of the graphite has remained practically unchanged during the gneiss forming processes two possible explanations can be suggested. The graphite can be »relics» of clay sediments included in the gneiss. If so, nothing can be concluded as to the origin of the gneiss in question. The other possibility is that the rather frequent occurrence of graphite of organic origin indicates that the gneiss has been a sediment series which has undergone a regional metamorphism giving rise to the formation of the gneiss. This will be further discussed in a forthcoming paper elsewhere.

Geological Survey of Sweden
Geochemical laboratory

References

LANDERGREN, S., 1954: Deep-Sea Research, Vol. 1, pp. 98 to 120.
— 1955: Geochim. et Cosmochim. Acta, Vol. 7, pp. 240 and 241.
SUNDIUS, N., 1923: S. G. U. Ser. C No 312.

Några ord om limonitkittade kvartära bildningar inom Lapplandsfjällen

AV

OSKAR KULLING

I samband med berggrundskartläggning inom Västerbottensfjällens centrala del under mitten av 1920-talet observerade förf. enstaka små rostfärgade, kantiga block, som hade ett breccie- till tillitliknande utseende, men som vid närmare granskning visade sig vara limonitkittade kvartära

bildningar. Skenbart lågo de som små flyttblock i den genom jordflytning omlagrade moränen.

Under den fortsatta kartläggningen av fjällberggrunden både inom Västerbottensfjällen och inom Norrbottensfjällen har så gott som varje sommar några sådana block av limonitkittade bergartsliknande bildningar observerats och deras fasta klyft uppsparats. Blocken ligga vanligen i fjällsluttningar, ofta vid eller strax nedanför basen av bergavsatser. Den fasta klyften träffas i allmänhet något ovanför blocklokalen. Förhållandet har tydligen varit följande. Under ett visst skede av den postglaciala tiden har det mot markytan framsipprande grundvattnet inom de aktuella områdena haft en viss järnhalt, som utfällts, när grundvattnet trädde i dagen eller kommit i kontakt med markhorisontens övre, oxidativa eller på annat sätt malmfällande skikt. Frostsprängning har sedan brutit loss små partier av den limonitsintrade jordarten. De bildade småblocken ha tagits om hand av jordflytningen och förts till lägre liggande positioner. Vid de flesta av de undersökta lokalerna för limonitkittade kvartära bildningar förefaller det, som vore limonitcementeringen ett avslutat skede och en destruktiv period ha inträtt.

Om man söker spåra ursprunget till grundvattnets järn, så visar det sig, att invid de allra flesta av lokalerna för limonitsintrade jordarter kisrik, svart skiffer går i dagen. Då sådan svart skiffer är särskilt vanlig inom övre delen av den geologiska zon, som benämnes Hyolitheszonen, kan man längs denna zon av föga förändrade sedimentbergarter vänta att finna de flesta limonitkittade bildningarna. Däremot synes limonitcementerade jordarter ej vara vanliga inom områden med exempelvis kisimpregnerade amfiboliter. Det förefaller, som det från dessa emanerande järnhaltiga grundvattnet träder i dagen företrädesvis genom distinkta sprickor och ger anledning till järnockrautfällningar längs rännilar och små bäckar, på markytan alltså, medan de kisrika, svarta skiffrarnas grundvatten silar fram mer diffust fördelat samt nästan alltid har ett skiffergrusrikt parti av ovanliggande jordarter att tränga igenom och utfällas i.

Den högst belägna, aneroidavvägda lokalen för limonitrik kvartär bildning ligger på ca 1 180 m:s höjd i fjällmassivet sydväst om Ikisjaure i södra delen av Norrbottensfjällen ej långt från gränsen mot Norge. Förekomsten är metermäktig samt har snarare karaktären av myrmalm med inblandade bergartsflisor än av limonitsintrad kvartär. Svart, kishaltig skiffer anstår i omedelbar närhet.

Renare myrmalm har även, ehuru undantagsvis, noterats inom högfjällen. En sådan förekomst, som i naturen ger sig till känna som en flack kulle med ca en m:s diameter, finnes observerad inom den västra Hyolitheszonen norr om Tuoddarjaure i Norrbottensfjällens nordvästra del. Förekomstens höjdläge är ca 1 020 m. Intill förekomsten anstår rostande fyllitlerskiffer. I trakten finnes även svart, kishaltig skiffer. Myrmalmsbildningen har tydligen ägt rum kring en ur marken uppträngande grundvattenådra med järnhaltigt vatten. I sin övre del har limonitmalmen blivit förgrusad genom frostsprängning.

— —

Anmälanden och kritiker

Reviews and Discussions

H. Erhart: La genèse des sols en tant que phénomène géologique. Esquisse d'une théorie géologique et géochimique. Biostasie et rhexistasie. Masson et Cie, Paris, 1956. 90 sid. Pris 560 fr.

Författaren presenterar i denna form sin teori om faciesväxlingarna bland såväl marina som kontinentala sediment. Framför allt på Madagaskar har han studerat lateritbildningen i de tropiska regnskogarna och iakttagelser av jordmånsbildningen ha gjorts även i Asien, Afrika och Amerika. Han har därvid letts till den slutsatsen, att växlingarna mellan olika sedimenttyper, såsom kalkstenar, skiffrar etc., ha sina orsaker i växlingar i vegetationen. Jordmånsbildningen (pedogenesen) har verkat som ett filter, varvid vissa ämnen förts bort i lösning och andra blivit kvar. Detta är den s. k. biostatiska fasen.

Rhexistasien innebär, att denna stabila fas plötsligt avbrytes och vegetationen i stort sett försvinner. Såsom ett genom människans ingripande förorsakat exempel härpå nämns skogarnas utrotande från Nordafrika och andra delar av Medelhavsområdet. I gångna tider ha sådana avbrott betingats av klimatiska växlingar — vilka överlämnas till astronomerna att förklara. Såsom ibland är fallet med originella teorier nämnas även jordskalv och vulkanutbrott som tänkbara bidragande orsaker. Enligt författaren själv utgör hans teori en sammanjämkning av Cuviers och Lamarks tankegångar.

Här är icke platsen att närmare granska teoriens hållbarhet. Den verkar dock i många avseenden rätt egendomlig. Konsekvenserna bli ibland något förbluffande, t. ex. att redan före devon kontinenterna måste varit bevuxna av en tämligen högt utvecklad vegetation. Den som verkligen vill sätta sig in i teorien, skulle emellertid önskat, att den åskådliggjorts även med hjälp av illustrationer och scheman. Sådana saknas tyvärr helt.

Jan Lundqvist

Sigurdur Thorarinsson: Hekla on Fire. Hanns Reich Verlag. München 1956. 29 textsidor, 53 planscher. Pris 17.50 kr.

När namnet Hekla på förvåren 1947 upptog en avsevärd plats i våra dagliga tidningars första sidor genomförde detta Islands »heliga berg» en avreaktionsprocess, som man visste borde vara att förvänta någon gång vid ifrågavarande tidpunkt. Liksom många aktiva vulkaner företer Heklas eruptiva verksamhet en viss periodicitet men perioden har under de senaste tusen åren successivt förlängts mot c:a 100 år, vilket ju innebär, att ingen människa har möjlighet att mer än en gång i sitt liv uppleva en dylik avreaktion. Ehuru islänningarna av detta skäl bildligt talat lågo i startgroparna för att deltaga i och studera det magnifika skådespel som väntades — närmast föregående utbrott av själva Hekla hade förevarit 1845 — blevo de bokstavligt sett tagna på sängen när vulkanen nu åter hade samlat sig till aktion. Överraskningsmomentet hindrade emellertid icke att man snabbt kom igång för att på ort och ställe studera de processer som spelat en så vital roll för det isländska landskapets nuvarande utformning. I vissa avseenden fingo väl undersökningarna, i synnerhet i början, bedrivas med relativt begränsade resurser, men denna nackdel uppvägdes säkerligen av den lidelse och kärlek med vilken samtliga deltagare i studieexpeditionerna gingo in för uppgiften. Som en följd av dessa arbeten hade ytterst intressanta vetenskapliga resultat redovisats i en serie publikationer i »Societas Scientarum Islandica» under överrubriken »The Eruption of Hekla 1947—1948», med T. Einarsson, S. Kjartansson, S. Thorarinsson m. fl. författare.

I »Hekla on Fire» har Thorarinsson för en bredare naturvetenskapligt intresserad läsekrets velat sammanfatta de viktigaste data rörande vad som förekom i samband med Heklas senaste utbrott. Framställningen har blivit något av en spännande äventyrslek med geologisk bakgrund. Man får först en historisk återblick av äldre dagars vittnesbörd om Hekla med allt vad de innehålla både av exakta iakttagelser och romantisk övertro. Därefter följer en fascinerande redogörelse för de första iakttagelserna rörande utbrottet 1947 samt för hur man under de månader utbrottet varade följde dess olika faser.

Vad man emellertid måhända särskilt bör framhålla är det utmärkta illustrationsmaterialet. Texten beledsagas av ej mindre än 53 helsidesplanscher, varav 10 i färg, och man noterar med tillfredsställelse den höga kvaliteten på reproduktionen av bildmaterialet. Detta ger ett adekvat uttryck åt dramatiken och ödesstämningen vid själva vulkanen men även åt fridfullheten i omgivningarna, den senare t. ex. symboliserad av bilderna med de små islandshästarna lugnt betande mot bakgrunden av de väldiga askmolnen eller av de trygga »islandströjorna» studerande toppkraterns explosioner.

I denna utsökta bildkomposition framstår Thorarinsson såsom konstnär av hög klass vid sidan av egenskaper som prominent forskare och man vill gärna lyckönska honom till ett resultat som säkerligen kommer att vinna livlig uppskattning av varje naturälskare.

Sven Gavelin

E. Wm. Heinrich: Microscopic petrology. Mc Graw-Hill Book Company. Inc. New York—Toronto—London 1956 (tryckt i York, U. S. A.). XIV + 296 sidor, 70 fig. Pris i helklotband 49 s. ($ 6.50).

Den Heinrichska läroboken ingår i Mc Graw-Hills nya serie för de geologiska vetenskaperna, där tidigare tre arbeten utkommit. I likhet med de flesta andra nordamerikanska universitets- och högskoleläroböcker är Heinrichs bok väl disponerad och lättläst. I det första kapitlet behandlas slipprovstillverkning, och data meddelas för en synnerligen lämplig ersättare till kanadabalsam, termoplastcementet Lakeside nr 70 (fås från Chikago). Särskilt för dem, som ofta arbetar med universalbord, är det tillfredsställande att få lära känna ett bindemedel för slipprovet, som icke flyter ut när övre segmentet påskruvas.

Färgningsförfaranden för olika mineral anges också, t. ex. för åtskiljande av olika fältspater och fältspatoider vid geometrisk analys.

Efter det metodologiska inledningskapitlet ger förf. en överblick av de vanligare eruptivbergarterna och deras strukturer. Kapitlet är synnerligen välskrivet, med korta och klara karakteristika. Så har t. ex. de olika aspekterna på granitisering samlats till tre huvudalternativ om tillhopa blott 9 rader.

Eruptivbergarterna behandlas sedan mera ingående familj för familj. Nomenklaturen skiljer sig här och var från den hos oss vanligen använda. Sålunda definieras hyperit som en olivinfri bergart: mellanledet mellan egentlig gabbro (plagioklas — klinopyroxen) och norit (plagioklas + hypersten). Därigenom kommer hyperitbenämningen att täcka det mesta av vad som i Sverige kallas norit. Som framgår av Sven Hjelmqvists översikt av hyperitbegreppets växlingar genom tiderna i Tabergsbeskrivningen 1950, innebär den av Heinrich använda definitionen pa hyperit dock intet nytt. Redan Rosenbusch ville i denna bergart se ett mellanled mellan gabbro och norit.

Eruptivbergarterna följes i texten av sedimentbergarterna, och sist kommer de metamorfa bergarterna. Här lägger man främst märke till migmatiternas styvmoderliga behandling. De berörs allra sist i boken och på mindre än en sida. Förf. motiverar detta med att de '*are not normally usefully studied in their entirety by thin-section methods*', ett för åtminstone fennoskandiska petrologer något besynnerligt uttalande. Man skulle också velat ha ett textförband mellan å ena sidan de egentliga gnejserna, innefattande granat- och cordieritgnejs, och å andra sidan migmatiterna. Ty i naturen saknas då sannerligen icke förbandet. Man behöver blott erinra sig Åbotraktens kakolit, mästerligt beskriven av Anna Hietanen.

Men de metamorfa bergarternas indelning är nu en gång ett besvärligt kapitel.

Boken är tryckt på ett utmärkt, glättat, stadigt papper och väl bunden. Den håller att tummas av många studenthänder. Illustrationerna är, det goda papperet till trots, däremot icke alltid lyckade. Min anmärkning gäller mikrofotografierna, vilka i flera fall borde ha tagits med större förstoringsgrad. Alla bär inte läsglas i fickan.

Per H. Lundegårdh

NILS H. MAGNUSSON, G. LUNDQVIST och ERIK GRANLUND: Sveriges geologi. Tredje upplagan. Svenska Bokförlaget/Norstedts. Stockholm 1957. VI + 557 s., 232 onumrerade textfig. jämte talrika klischerade översikter och 2 utvikskartor. Pris bunden i helklotband 37: 50.

Första upplagan av Sveriges geologi, författad av N. H. Magnusson och E. Granlund, utkom 1936 och omfattade 255 textsidor. Som jag påpekat redan i en tidigare recension, var denna edition ställvis alltför komprimerad.

Andra upplagan, i vilken G. Lundqvist efter Granlunds frånfälle inträdde som medarbetare, svällde också till hela 424 textsidor. Den utkom 1949 och blev en fullträff. Resultatet har avtecknat sig i den väsentligt kortare tidsrymd, boken behövt för att bli slutsåld.

I sin tredje, nu föreliggande upplaga har Sveriges geologi vuxit ytterligare i omfång (557 textsidor). Priset har samtidigt stigit till mer än det dubbla jämfört med andra upplagan — 37: 50 mot 17: 25, men da skall inflationerna icke förglömmas. Författarna har också genom att avstå från en del av sina arvoden på ett föredömligt sätt bidragit till att hålla kvar priset på en rimlig nivå.

Tiden har nu ansetts inne att i G. F. F. uppdela recensionen av Sveriges geologi på två avdelningar, en berggrundsgeologisk och en kvartärgeologisk. I detta första avsnitt kommer berggrunden att granskas.

Magnusson har icke släppt efter ett uns på den klara och följdriktiga framställningskonst, som var ett av den andra upplagans adelsmärken. Det nya kunskapsmaterial, som kommit till under de åtta senaste åren, har mjukt fogats in i helhetsbilden, och många av de gamla textfigurerna har fått vika för nya. Ännu finns visserligen nagra av första upplagans gruvkartor med maskinskrift på bildramen kvar, men detta har sin grund i att så stora kostnader nedlagts på en saklig revidering av bildmaterialet att ändringskrav föranledda av rent estetiska synpunkter måst hållas tillbaka.

Bland de många illustrationsförbättringarna i berggrundsdelen skall nämnas ett antal nya vackra bilder av svenska kambrosilurfossil. Till det goda helhetsintrycket bidrar även en noggrann upplappning och en i jämförelse med tidigare upplagor förhöjd kvalitet på papperet.

Innehållsmässigt har kapitlet Vårt lands ytgestaltning i dess beroende av berggrunden kanske förändrats mest. Man lägger här också märke till några nya roliga bilder, såsom Sten Rudbergs karta över jotniska och yngre avlagringar ävensom peneplan av olika åldrar och större förkastningslinjer i anslutning till sjöar i södra och mellersta Sverige. Kartskalan är dock i minsta laget.

Även kapitlet om den skandinaviska fjällkedjan har starkt omarbetats, en naturlig konsekvens av den intensiva forskning, som där bedrivits under senare år.

I sydvästra Sverige, liksom i Losfältet, har beteckningen karel för den yngsta urbergscykeln fått vika för dalslandium, den term som Sederholm år 1932 införde för Dalserien (Dalformationen) enbart. Magnusson vill härigenom betona, att Norrbottens karel kan innehålla sådant, som betecknas som gotium i Sydvästsverige.

Med den likaledes nyinförda termen gammalgotium menar Magnusson allt urberg äldre än Åmålsserien (Åmålsformationen) i Sydvästsverige. Denna term blir alltså till en stor säck, vari kastats somt som kan vara svekofenniskt (svioniskt) och somt som kan vara ännu äldre. Jag skulle nog för egen del vilja begränsa gotium till den utveckling, som börjar med Stora Le-Marstrandsserien — det är sedimentgnejserna i Bohuslän och västra Dalsland, men forskningen inom denna del av landet är stadd i så stark utveckling, att någon bestämd nomenklaturlinje ännu icke kan uppstakas.

Hur noggrann Magnusson varit, när det gäller att samla in nya data, visas bland annat av ålderssiffran för Högsbopegmatiten vid Göteborg. Wickmans värde, 1 300 miljoner år, har nämligen ännu inte publicerats! Vid detta ungefärliga tal slutar alltsa den gotiska eran. Man vänder genast blicken mot Finland och finner, att såväl Lapplands- som Obbnäs-, Bodom- och Åvagraniterna har ungefär samma ålder, 1 300 à 1 400 miljoner år, enligt Kahma och Ingerson. Dessa bergarter skulle alltså komma att bli ekvivalenter till Smålands-Filipstads-Åmåls-Kroppefjällsgraniterna.

I berggrundskartan ser jag, att porfyrgraniten vid Ånge fortfarande betecknas som Revsundsgranit. Det är här i själva verket fråga om en äldre grå porfyroblastisk granit av primorogen typ. Annars har jag inte kunnat finna några nämnvärda inadvertenser. Läget av överskjutningen söder om Ånge och Sundsvall har i huvudsak bekräftats av sistlidna sommars nu genomgångna karteringar.

I sin helhet betraktad är Magnussons omarbetning av andra upplagans text i belysning av hans övriga arbetsbörda ett storverk. Hur han hunnit med att så inträngande penetrera alla de nyare forskningsrönen, och då även flera av de opublicerade, är för mig en gåta. Vad mera, även korrekturläsningen har varit av hög klass. Blott några få tryckfel har jag kunnat finna.

Skulle jag så till sist komma fram med en liten önskan för den framtida fjärde upplagan, är det att få in namnhänvisningar i texten. Nu står det bara att »en forskare har funnit», och då är det inte alltid så lätt för nybörjaren att gissa på rätt person. Dock finns efter varje kapitel sammandrag av de undersökningar, som olika geologer utfört inom de behandlade områdena.

Per H. Lundegårdh

Jordartsdelen i den nya upplagan av »Sveriges geologi» har vad omfånget beträffar genomgått en liknande utvecklingsserie som berggrundskapitlen. I första upplagan inrymdes skildringen av kvartären på 109 sidor, i den andra på 174; nu har sidantalet vuxit till 219.

Vid en första genombläddring gör den sista upplagan ett ganska nytt intryck i jämförelse med den förra. Främst beror detta på illustrationerna. Dessa har ökat i antal från drygt 70 till drygt 90. Av de sistnämnda är emellertid ej mindre än ett 40-tal omarbetade eller helt nya. På detta sätt har åtskilligt nytt material kommit med i bilder, kartor, diagram och bildtexter. En viktig källa har här varit de sammanställningar, som gjorts för »Atlas över Sverige». Som helhet är illustrationsmaterialet väl valt, väl utarbetat och samverkar med texten till en klar, askådlig framställning. Det bör betonas, att illustrationerna äro av god teknisk kvalitet; i förra upplagan hade tydligen en del missöden inträffat vid själva tryckningen.

I texten märkes främst nya avsnitt om vattendrag med en god redogörelse för de just nu hos oss så aktuella, teoretiskt och praktiskt viktiga frågorna om flodernas geologiska verksamhet, vidare om åldersbestämningar med C^{14}-metoden, samt en översikt över Sveriges jordartsregioner. Ävenså har bl. a. de recenta glaciärvariationerna, palsmyrarna och lermineralogiska undersökningar uppmärksammats. I övrigt är dock texten i stort sett oförändrad. Detta beror icke på någon konservatism — även nya, opublicerade data har infogats i framställningen — utan sammanhänger med den kritiska moderation, varmed de ofta rätt så omdiskuterade kvartärgeologiska problemen behandlats. När nu t. ex. å ena sidan nyare geokronologiska utredningar medför vissa korrigeringar av De Geers kronologi, å andra sidan C^{14}-dateringarna bestyrker dennas approximativa riktighet, är detta blott en bekräftelse på

Lundqvists ord, att en kontroll och revision av lervarvskronologien är påkallad, men att huvuddragen torde stå sig. Inom nivåförändringsforskningen har de nyare, ofta komplicerade och motstridiga utredningarna icke medfört ökad klarhet, Den tidigare framställningen står sig också här gott.

Att leta efter inadvertenser och tryckfel är en otacksam uppgift. Nämnas bör dock, att »permafrost» anföres som internationell synonym till tjäle. Termen permafrost har av sin upphovsman definierats som »permanently frozen ground», alltså speciellt den perenna tjälen, ej tjäle i allmänhet (jfr N. G. Hörners översikt i G. F. F. 1950, sid 230 ff.). På tryckfelens konto får väl skrivas, att illit kallas ett glimmerrikt lermineral, i stället för glimmerlikt.

Genom textens och bildmaterialets utökning har jordartsdelen blivit en allsidig elementär lärobok i svensk kvartärgeologi. Den har visserligen blivit mera krävande än Granlunds första, enkla och kortfattade framställning. Men å andra sidan ger den en bättre belysning av de mångskiftande speciella problem, som möter inom kvartärgeologien, och kan därför också tjäna som en god handledning för geografer, botanister, tekniker och andra, som från olika utgångspunkter kommer i kontakt med kvartärgeologiska frågor. Lundqvist har genom sin fortsatta bearbetning och utökning av jordartsdelen gjort en betydelsefull insats för bevarandet av den starka kvartärgeologiska tradition, som är ett av de väsentliga inslagen i svensk geologisk forskning.

Erik Fromm

Mötet den 7 mars 1957

Närvarande 43 personer.

Ordf., hr Brotzen, öppnade mötet och meddelade, att hr Landergren på sin 60-årsdag den 11 februari och hr Caldenius på sin 70-årsdag den 12 februari uppvaktats med telegram. Tackskrivelser ha ingått. Hr R. Sandegren har skriftligen framfört ett tack till Föreningen för den plakett, vilken han erhöll vid föregående sammanträde.

Geologische Gesellschaft i Karl Marx Stadt har i skrivelse till Föreningen inbjudit till deltagande i deras vårsession i Wernigerode den 26—29 april. Anmälningsblanketter finnas hos sekreteraren.

Styrelsen har till medlemmar i Föreningen invalt Doctor Paul de Wijkerslooth och Doctor Gerrit van der Kaaden, båda i Ankara, Turkiet, och föreslagna av hr T. Eriksson samt

Ingenjör Martin Moberg, Stockholm — Vällingby, föreslagen av hr A. Nordström.

Hr J. Lundqvist föredrog revisionsberättelsen över styrelsens och skattmästarens förvaltning under år 1956, varefter av revisorerna tillstyrkt ansvarsfrihet beviljades.

Sammandrag av Geologiska Föreningens räkenskaper för år 1955 lämnas i nedanstående tabell.

Debet

Balans till år 1956		
Reservfondens konto		18 704: 03
Överfört till 1956 års löpande kassa		19: 96
Inkomster under år 1956		
Reservfondens konto	580: 94	
Statens Nat. Vet. Forskningsråd	21 000: —	
Jernkontoret. Anslag	2 000: —	
Ledamotsavgifter, årliga	8 021: 94	
» , ständiga	500: —	
Försäljning av G. F. F.	3 899: 46	
Annonser	2 720: —	
Korrigeringsbidrag	130: 70	
Diverse	58: 90	38 911: 94
Balans till år 1957		
Skuld till Norstedts tryckeri		2 767: 83
	Summa kronor	60 403: 76

Kredit

Utgifter under år 1956		
A. Geologiska Föreningens Förhandlingar		
Tryckning av årgång 1956, betalt	26 234: 74	
» » » » , oguldet	2 767: 83	
Illustrationer	6 244: 49	
Referatarvoden	83: 40	
Revue Annuelle	228: 10	
Distribution och försäljning	1 082: 82	
Expeditionskostnader	329: 95	
Arvoden för redigering, distr., bokföring	2 820: —	39 791: 33
B. Föreningsomkostnader		
Sammanträden, exkursioner, representation	1 441: —	
Bokförrådet, brandförsäkring	80: —	1 521: —
Balans till år 1957		
Reservfondens konto		19 091: 43
	Summa kronor	60 403: 76

Sedan kvällens ordinarie föredragshållare, hr H. von Eckermann, nödgats lämna återbud, höll hr P. H. Lundegårdh ett med talrika ljusbilder belyst föredrag om Göteborgstraktens berggrund.

Med anledning av föredraget yttrade sig hr N. O. Bergquist och föredragshållaren. Vid den efterföljande supén gjordes inlägg även av hr R. Sandegren och hr W. Wahl.

En avhandling i ämnet kommer att publiceras som nr 553 i S. G. U., ser. C.

Vid mötet utdelades nr 488 av Förhandlingarna.

Mötet den 4 april 1957

Närvarande 42 personer.

Ordföranden, hr Brotzen, öppnade mötet med följande anförande:

Den 6 januari avled professor Arthur L. Parsons i Toronto, Kanada, i en ålder av 83 år. Han föddes i Mount Morris, New York, U. S. A., 1873 och var efter universitetsstudier och anställningar vid Geological Survery of United States docent i mineralogi vid universitetet i Toronto åren 1907—13. Vid samma universitet var han sedermera professor i mineralogi åren 1913—43. Från 1947 var han direktör för Royal Ontario Museum of Mineralogy. År 1929 presiderade han som ordförande i Mineralogical Society of America. Parsons har publicerat mineralogiska och kristallografiska undersökningar, bl. a. över amfibolerna. Tillsammans med G. Aminoff har han bestämt kristallstrukturen hos mineralet sperrylit och undersökt symmetriförhallanden och gitterdimensioner hos finnemanit och mimetit. Blymineralet parsonsit är uppkallat efter honom. Vår förening tillhörde han sedan 1927.

Den 29 mars avled dr phil. Naima Sahlbom, Stockholm, i en ålder av nära 86 år. Hon var född i Stockholm 1871 och blev efter studier vid Stockholms Högskola och Uppsala universitet fil. kand. 1896 samt dr phil. i Neuchâtel 1910. Efter att ha tjänstgjort vid de geologiska institutionerna i Helsingfors, Heidelberg och Basel samt senare vid Riksmusei Mineralogiska Avdelning, grundade hon 1914 i Stockholm ett privatlaboratorium för kemiska bergarts-, mineral- och vattenanalyser. Hennes verksamhet som analytiker har varit av stor betydelse för den petrografiska och mineralogiska forskningen i Sverige. Bland vetenskapliga arbeten hon publicerat märkes »Om radioaktiviteten hos svenska källvatten», offentliggjord redan så tidigt som år 1915. — I utomgeologiska kretsar är hon känd som ledare inom Internationella kvinnoförbundet för fred och frihet. Det var hon, som tillsammans med Matilda Widegren tog initiativet till den landsinsamling, som möjliggjorde Elsa Brändströms verksamhet bland krigsfångar i Sibirien efter första världskriget. För sitt fredsarbete fick hon år 1946 medaljen Illis quorum. — Vår förening tillhörde hon sedan 1896, och under alla år var hennes intresse stort för föreningens verksamhet, och hon saknades sällan vid våra sammanträden.

Jag lyser frid över de bortgångnas minne.

Till ledamot av föreningen har styrelsen invalt fil. kand. Meeri Nömm, Rotebro, föreslagen av hr C. Mårtensson.

Styrelsen har sänt en telegrafisk hälsning till hr W. Larsson på dennes 50-årsdag den 21 mars. Tackskrivelse har ingått.

Föreningen planerar en vårutflykt till Utö söndagen den 19 maj under ledning av hr Gavelin för studium av sediment och strukturer i strandhällarna på södra delen av ön. Särskild kallelse kommer att utsändas senare.

Därefter överlämnades ordet till hr von Eckermann, som höll ett med talrika ljusbilder illustrerat föredrag med titeln: Alnöintrusionens tektonik och genesis i belysning av gångarna inom Bergefors-Östrandsområdet.

Vid Bergeforsen nära Indalsälvens utlopp inom området för Alnöintrusionens cone-sheets och radialgångar har Bergeforsens Kraftaktiebolag uppfört en vattenkraftstation, varvid långa tunnlar sprängts dels för turbinavloppen, dels för inspektion av berggrunden under hela kraftstationsanläggningen och dels för sötvattenstransporten till Fagerviks, Vivstavarvs och Ortvikens pappersmassafabriker.

Genom utomordentligt tillmötesgående från såväl kraftbolagets ledning som från dess största intressent, Statens Vattenfallsstyrelse, har möjliggjorts en inmätning, kartering och ingående undersökning av de olika bergarterna och särskilt de under bergssprängningarna påträffade Alnögångarna.

Den i min tidigare Alnömonografi ur ett relativt fåtal i dagen observerade och inmätta gångar härledda sprängningstektoniken har kunnat kontrolleras på 279 cone-sheetgångar, blottade ända upp till över 150 meter under dagytan och 5—10 meter under havsnivån. Tektoniken har därvid i huvudsak bekräftats, varjämte ur den nya projektionsbilden kunnat härledas en sannolik kraterdiameter av c:a 2 km vid 7—9 km djup. Denna slutledning bekräftas ytterligare genom extrapolering av de radiella gångarna mot centrum. Intrusionens teoretiska centrum visar sig ligga något norr om det i Alnömonografien framkonstruerade.

Cone-sheets och radialgångar hava beräknats medföra en förhöjning av berggrunden vid kraterranden av c:a 105—110 meter, vilken förhöjning dock motverkats av instörtningar och inglidningar längs slintytor i särskilt de större och brantare cone-sheet-gångarnas mitt. Nyfunna breccieblock på undervattensskär i Klingerfjärden norr om Alnön äro ännu icke närmare undersökta men tyda på betydande tektoniska störningar.

Dilatations- och replacementproblemet har kunnat behandlas tredimensionellt vid gångarnas inmätning i tunnlarna, varvid King's och Roubault's kriterier och teckningar befunnits missvisande. De återfinnas i ett flertal läroböcker och avhandlingar, särskilt som tillhyggen i striden mellan magmatiker och transformister, men sakna varje som helst bevisvärde om de ej äro resultatet av en rymdundersökning inom en mycket stor kubikvolym, täckande praktiskt taget hela ifrågavarande gångintruderade eller remplacerade område. Härpå lämna ett femtiotal detaljundersökningar inom Bergeforstunnlarna och kraftstationsområdet ovedersägligt bevis.

Gångarnas petrografi är mera enhetlig än som på grund av provtagningen i dagen tidigare kunnat förmodas. Ytvattnet har synbarligen åstadkommit en sekundärmetamorfos och karbonatisering vilken tidigare antagits i huvudsak vara primär eller åstadkommen av postmagmatiska gasexhalationer, varför tidigare slutsatser måste modifieras. 18 nya bergartsanalyser bekräfta detta.

Den övre gångsviten (cone-sheets och radialgångar) utgöres huvudsakligen av kalcitrika kimberlitiska bergarter, där primär melilit omvandlats under granat-, kalcit- och lermineralbildning till ouachititiska kimberliter och där den primära magnesiarika olivinen helt eller delvis är serpentiniserad. Därjämte förekomma mer eller mindre nefelinrika, tinguaitiska och nefelinitiska gångar, samt kalcitiska, fluoritförande karbonatiter.

Den undre gångsviten domineras helt av kimberliter, vilka genom närvaron av ofta frisk melilit och pyroxener närma sig alnöiterna rent mineralogiskt och sammanfalla med dem kemiskt. Olivinerna äro oftast monticellitiska och friska. Där de omvandlats är den sekundära serpentinen poikilitiskt genomsatt av rundade kalcitkorn.

Gångarnas kontaktfenomen framhäva även en temperaturskillnad mellan övre och nedre gångsviten, i det fenitiseringsbredden i regel är högre för de djupare än för de grundare gångarna. Likaså avtar fenitiseringsbredden i radialgångarna med avståndet från vulkancentrum. Uppmätningen av fenitiseringsbredden i förhållande till gångbredden visar ett bestämt samband: ju bredare gång desto djupare har fenitiseringen inträngt i gnejsen. Ur dessa uppmätningar skulle, om fenitiseringprocessens tryck-, temperatur- och koncentrationsbetingelser vore kända, gångarnas temperatur vid intrusionen kunna beräknas.

Där fenitiseringen av sidostenen upphör börjar den tidigare beskrivna montmorillonitomvandlingen av gnejsens fältspater, främst plagioklasen. Den fortsätter även i fortsättningen av sprickbildningen sedan intrusionen upphört, såväl vid cone-sheets som vid de radiella gångarna. Något samband mellan gångbredd och denna omvandling har ej kunnat fastställas. Särskilt stark är kontaktmontmorillonitiseringen längs vissa lågtemperatur-karbonatiter i övre gångsvitens cone-sheets.

Tekniska svårigheter vid tunnelsprängningarna hava förutom genom den montmorillonitiserade gnejsens hydratisering och sönderfall även uppstått genom en motsvarande process i särskilt den övre gångsvitens karbonatiserade kimberliter, där det ur melilitens sönderfall uppstående lermineralet likaledes sväller vid tillförsel av vatten och fuktig luft, varjämte det fria kolsyreöverskottet i avkylningskontakterna leder till bildning av lättlösligt kalciumbikarbonat så snart vattengenomläckning uppstår. På mycket kort tid kan en flera decimeter bred gång på så sätt upplösas och spolas ut. Vid ett pH-värde på vattnet av 5.6 har medelupplösningshastigheten fastställts till 9.5 mm djup pr angreppsyta och år, d. v. s. vid exempelvis en gång med läckningsytor längs kontakterna och mitten, alltså 6 st. angreppsytor, 5.6 cm/år.

Vad till sist Alnö-intrusionens genesis beträffar, kan frånvaron av nefelinbergarter i den undre gångsviten betyda att även de magmatiskt uppträdande nefelinsyeniterna på Alnön i själva verket äro reomorfa. I så fall vore Alnöbergarternas ursprung närmast att hänföra till alnöiterna och en kolsyre-kalcit-koncentration i samband med dessas uppkomst. Redan Högbom kallade alnöiterna för melilitbasalter, och tanken ligger därför nära att basalternas nivå inom jordskorpan är den ort, där man under icke orogena perioder har att söka karbonatiternas och de därmed associerade bergarternas ursprung.

Då basalterna, resp. diabaserna, förekomma under alla jordens kända tidsperioder, skulle detta även lämna förklaringen till den divergens som konstaterats i karbonatiternas åldrar. Utvecklingsgången synes på olika lokaler ha varit olika, exempelvis vid Fen avsaknad av alla de med överskottskolsyran sammanhängande oxidations- och montmorillonitiseringsfenomenen i angränsande urberg och vid Mbeya enbart kabonatisering av sidostenen utan vare sig fenitisering eller nefelinbildning. Slutresultatet: en oftast ren karbonatit med torium- och något uranhaltig pyroklor som enda accessoriska huvudmineral tycks däremot nära nog vara universellt. Men innan vi ens försöka klara upp dessa divergenser i utvecklingsgången till ett gemensamt slutmål måste vi först besvara frågan: Vad förorsakar kolsyreanhopningen någonstans på gränsen mellan basalterna och silikatskalet? Och på den frågan har ännu icke givits något godtagbart svar.

I anledning av föredraget yttrade sig hr Asklund och föredragshållaren.

Geolognytt

Vid möte i februari har Naturvetenskapliga forskningsrådet bl. a. tilldelat fil. lic. Valter Schytt, Stockholm, 45 000 kr för en glaciologisk expedition till Nordostlandet 1957—58 och fil. lic. Backa Erik Eriksson, Uppsala, 3 617 kr för utarbetande av metodik för användande av radioaktiva isotoper vid undersökning av sedimenttransport i floder.

Geografiska sällskapet har i februari ur Andréefonden tilldelat fil. mag. R. Dahl, Uppsala, 3 000 kr för studier av isavsmältning och dalsediment i Skjomenområdet och angränsande delar av Nordnorge, fil. kand. J. Norrman, Uppsala, 4 500 kr för fortsatta strandstudier vid Visingsö, och doc. S. Rudberg, Uppsala, 2 400 kr för fortsatta studier rörande solifluktion och vissa frostmarksformer.

Doc. i seismologi M. Båth har förordnats att fortfarande till 30 juni 1960 inneha en forskardocentbefattning vid Uppsala universitet.

Vid möte i mars har Naturvetenskapliga forskningsrådet under förutsättning att Riksdagen ställer medel till förfogande bl. a. beviljat prof. Per Thorslund, Uppsala, 35 000 kr för djupborrning på Gotska Sandön för bedömande av öns berggrund, doc. Åke Sundborg, Uppsala, 4 100 kr för utarbetande av klassifikation av fluviatila sediment med hänsyn till deras bildningsmiljö, prof. Erik Norin, Uppsala, 3 500 kr för resa inom Campanien och till de Flegreiska öarna för insamlande av kompletterande material för datering av den senkvartära lagerföljden, doc. P. H. Lundegårdh, Danderyd, 2 100 kr för strukturanalys av kvartsiter och arkoser i gränsområdet mellan Hälsingland och Medelpad, samt lektor G. Johnsson, Lund, 1 900 kr för undersökning rörande periglaciala frostfenomen, särskilt iskilarnas genetik och utbredning i södra Sverige.

Kungl. Fysiografiska sällskapet har i mars tilldelat fil. lic. M. Lindström, Lund. 1 000 kr för fortsatta tektoniska och stratigrafiska undersökningar på halvön Rhinns of Galloway, öster om Iriska kanalen.

Fil. lic. Harry Mutvei, Stockholm, har erhållit 1 900 kr från stiftelsen Lars Hiertas minne för studium av fossila nautiloider vid museer i Köpenhamn och Oslo, samt 600 kr från Gustav Lindströms minnesfond för studier av recenta mollusker vid Kristinebergs zoologiska station.

För vinnande av filosofie doktorsgrad disputerade den 6 april doc. fil. lic. Valdar Jaanusson i Uppsala på en avhandling med titeln »Middle Ordovician Ostracodes of Central and Southern Sweden». Fakultetsopponent var konservator Gunnar Henningsmoen, Oslo, och andre opponent fil. lic. Anders Martinsson, Uppsala.

Kungliga Vetenskapsakademien har tilldelat prof. Erik Stensiö, Stockholm, sin större Linnémedalj i guld för år 1957.

Kungliga Fysiografiska Sällskapet i Lund har till ledamot valt fil. dr G. Lundqvist, Stocksund.

Sveriges geologiska undersöknings fältarbeten 1957

Statsgeologen G. Lundqvist leder rekognosceringen för kartbladet 10 I Stockholm NO och i samband därmed jämte P. H. Lundegårdh en kurs för nya extrageologer, leder rekognosceringen för jordartskartan över Gävleborgs län samt reviderar jordartskarteringen för kartbladet Eskilstuna. Medhjälpare på Eskilstuna och i Gävleborgs län: assistent C. Larsson.

Nya extrageologer: J. Ek, P. Engqvist, Urve Miller, Å. Möller, Anne Reintamm, T. Renewall och N. Svensson.

Extrageolog i Gävleborgs län: Å. Hörnsten.

Statsgeologen B. Asklund utför undersökningar över berggrunden i Jämtlands län. Medhjälpare: geologen G. Stålhös.

Extrageolog: H. Johansson.

Statsgeologen G. Ekström leder kvartärgeologiska specialundersökningar i norrländska älvdalar. Medhjälpare: geologerna J. De Geer, H. Möller och K. Nilsson.

Extrageologer: L. Danielsson, Y. Hector, R. Hult, G. Jönsson, L. Kers, B. Linder, E. Magnusson, B. Nordgren.

Statsgeologen O. Kulling utför berggrundsgeologiska undersökningar i Norrbottens läns fjälltrakter. Medhjälpare: geologen G. Bexell.

Statsgeologen F. Brotzen leder geologiska och geofysiska undersökningar i Skånes mesozoiska berggrund samt utför specialundersökningar på Gotland.

Statsgeologen W. Larsson reviderar berggrundskarteringen för kartbladet Falkenberg samt utför berggrundsgeologiska specialundersökningar, främst i Övre Norrland.

Statsgeologen P. H. Lundegårdh leder tillsammans med G. Lundqvist en kurs för nya extrageologer, leder rekognosceringen för berggrundskartan över Gävleborgs län och reviderar berggrundskarteringen inom kartbladet Eskilstuna.

Extrageologer: R. Gorbatshev, H. W. Lindholm, B. Lindqvist och Th. Lundqvist.

Statsgeologen E. Fromm utför kvartärgeologiska specialundersökningar samt leder rekognosceringsarbetet för jordartskartan över Västernorrlands län.

Statsgeologen E. Mohrén utför speciella hydrogeologiska undersökningar i nordvästra Skåne.

Statsgeologen G. Kautsky leder de malmgeologiska undersökningarna i Västerbottens och Jämtlands fjälltrakter.

Extrageologer: G. Nilsson och J. Remane.

Praktikanter: R. Skoglund och L. Thofelt.

T. f. statsgeologen R. Frietsch leder de malmgeologiska arbetena inom Norrbottens urberg.

Extrageologer: O. Magnusson och B. Meyerhöffer.

Professor S. Hjelmqvist avslutar rekognosceringen och leder revisionen för översiktskartan över Kopparbergs läns berggrund.

Extrageologer: B. Collini, P. Forsell och L. Bergström.

Professor P. Thorslund utför stratigrafiska och tektoniska undersökningar inom Jämtlands län.

Extrageolog; T. Tjernvik.

Laborator G. Assarsson leder med biträde av geologen S. Holmberg årets torvinventeringar.

Laborator S. Werner leder statens malmletningsarbeten i Övre Norrland.

Avdelningschefen V. Hagander leder borrnings- och blottningsarbeten i samband med statens malmletning i övre Norrland.

Geologen J. Lundqvist påbörjar rekognosceringen för en jordartskarta över Jämtlands län samt utför kompletterande undersökningar i Värmlands län.

Extrageolog i Jämtlands län: S. Svensson.

Geologen B. Järnefors utför geokronologiska undersökningar inom området från Gävle till Sundsvall samt kompletterande undersökningar i Göta älvs dalgång. I arbetet deltar förste laboratorbitr. G. Ekman.

Geologen B. Dahlman utför specialundersökningar rörande Närkes och Västergötlands alunskiffrar samt leder grundforskningen rörande urans och toriums uppträdande i den svenska berggrunden.

Extrageologer: H. Berg, B. Boqvist, G. Ghemne, Ella Johansson, O. Kint, L. Lindblom, H. Nairis, H. Nordlund, I. Poulsen, R. Randmetz, J. Sjöström.

Praktikanter: L. Andersson och L. Eriksson.

Geologen H. Tullström utför hydrogeologiska undersökningar på Kristianstadsslätten.

Extrageolog: Å. Möller.

Geologen E. Åhman företar tjänsteresor i samband med utmålsläggningar och inmutningar samt utför berggrundsgeologiska specialundersökningar i Övre Norrland.

Geologen H. Sarap leder de malmgeologiska arbetena i Västerbottens urberg.

Extrageologer: C. Wendt, E. Zachrisson och O. Ziemelis.

Geofysiker L. Granar biträder laborator Werner med de geofysiska mätningarna i Västerbottens urberg och i Västerbottens och Jämtlands fjälltrakter.

Geofysiker J. Espersen biträder laborator Werner med de geofysiska mätningarna i Norrbottens läns urberg.

Geologen G. Stålhös utför geologiska undersökningar i mellansvenska gruvor samt deltager i de berggrundsgeologiska undersökningarna inom Jämtlands län.

Assistenten C. Larsson deltar i jordartskarteringen i Gävleborgs län och utför torvgeologiska undersökningar inom kartbladet Eskilstuna.

Assistenten A. Theolin deltager i de malmgeologiska arbetena i Norrbottens urberg.

Geologerna J. De Geer, H. Möller och K. Nilsson biträder statsgeologen G. Ekström vid de kvartärgeologiska undersökningarna i norrländska älvdalar.

Geologen G. Bexell biträder vid berggrundsundersökningarna i Norrbottens läns fjälltrakter.

Geologen S. Holmberg övervakar patrullerna vid torvinventeringen.

Patrulledare: H. Göransson, V. Kankare, K. V. Risto och R. Stenfors.

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNINGS SENAST UTKOMNA PUBLIKATIONER ÄRO:

Ser. Aa. Geologiska kartblad i skalan 1 : 50000 med beskrivningar

Priset för karta i Ser. Aa med beskrivning är 10:— kr, för karta enbart 8:— kr.
(Price: map sheet + descriptive text Sw. kr. 10:—, map sheet Sw. kr. 8:—)

N:o 187 *Vårvik* av W. Larsson och R. Sandegren. 1956
» 194 *Säter* av S. Hjelmqvist och G. Lundqvist. 1953
» 195 *Särö* av P. H. Lundegårdh och R. Sandegren. 1953
» 196 *Västerås* av P. H. Lundegårdh och G. Lundqvist. 1954
» 197 *Laholm* av W. Larsson och C. Caldenius. T. v. utan beskrivning
» 198 *Halmstad* av W. Larsson och C. Caldenius. » » »
» 199 *Uppsala* av P. H. Lundegårdh och G. Lundqvist. With English summaries. 1956

Ser. Ad. Agrogeologiska kartblad i skalan 1 : 20000 med beskrivningar

Priset för karta i ser. Ad med beskrivning är 8:— kr, för karta enbart 6:— kr.
(Price: map sheet + descriptive text Sw. kr. 8:—, map sheet Sw. kr. 6:—)

N:o	2	*Lund*	av	G. Ekström.	1953,	karta	med	beskrivning
»	3	*Revinge*	»	»	»	t. v.	utan	beskrivning
»	4	*Löberöd*	»	»	»	»	»	»
»	5	*Örtofta*	»	»	»	»	»	»
»	6	*Kävlinge*	»	»	1955,	»	»	»
»	7	*Teckomatorp*	»	»	»	»	»	»
»	8	*Trollenäs*	»	»	»	»	»	»
»	9	*Bosjökloster*	»	»	1956,	»	»	»

Årsbok 49 (1955)

N:o 541 Pilava-Podgurski, N., Nya geologiska undersökningar vid Utö järnmalmsfält. English abstract. 1956 3,00
» 542 Hjelmqvist, S., On the occurrence of ignimbrite in the Pre-Cambrian 1956 1,00
» 543 Kautsky, G., Ein Beitrag zur Stratigraphie und dem Bau des Skelleftefeldes, Archaikum, Nordschweden. Mit 4 Tafeln. 1956 6,00
» 544 Lundegårdh, P. H., Petrology of the Uppsala region, Eastern Sweden. With one plate. 1957 6,00

Årsbok 50 (1956)

N:o 545 Båth, M., An earthquake catalogue for Fennoscandia for the years 1891—1950. 1956 3,00
» 548 Lundblad, B., On the stratigraphical value of the megaspores of Lycostrobus scottii. 1956 1,00

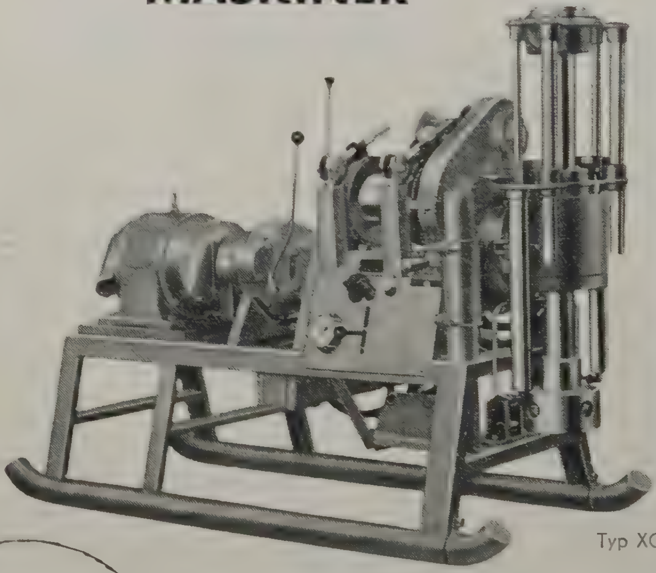
Ser. Ca.

N:o 27 Caldenius, C., and Lundström, R., The landslide at Surte on the river Göta älv. — Special chapters by B. Fellenius and E. Mohrén. With 5 plates. 1956 16,00
» 31 Borell, R., och Offerberg, J., Geokronologiska undersökningar inom Indalsälvens dalgång mellan Bergeforsen och Ragunda. — Med 6 planscher. With English summary. 1955 3,50
» 37 Gavelin, S., och Kulling, O., Beskrivning till berggrundskarta över Västerbottens län. Karta i skala 1 : 400000. With English summaries. 1955 45,00

Distribueras genom — Distributed by
Generalstabens Litografiska Anstalts Förlag, Drottninggatan 20, Stockholm 16.

Craelius

KÄRNBORR-MASKINER



Typ XCH-60

Vi utföra även undersökningsborrningar och brunnsborrningar på kontrakt med egna maskiner och erfaren personal.

Craelius X-2 S luftdriven, för 100 meters djup
Craelius X-4 luftdriven, för spränghålsborrning
Craelius XC-33,5 och XC-42 för el-, luft- eller kilremsdrift, för djup till 125 meter
Craelius XC slädmonterad, för djup till 250 meter
Craelius XCH, för djup till 300 meter
Craelius XF, för djup till 300 meter
Craelius XFH, för djup till 300 meter
Craelius AB-2 och AB-50, för djup till 350 meter
Craelius XH och XH-50, för djup till 600 meter
Craelius XL och B-3, för djup till 1.200 meter
Craelius XO-2, för djup till 2.000 meter
Craelius B-4, för djup till 3.000 meter

SVENSKA

DIAMANTBERGBORRNINGS AB

Kungsgatan 44 · Stockholm C · Telegram: Adamante · Telefon: 23 33 80

Uppsökning och undersökning av

MALM

FYNDIGHETER

samt fyndigheter av andra slag

Vi utföra

geologisk
magnetisk
elektrisk

gravimetrisk
seismisk
prospektering

AKTIEBOLAGET

ELEKTRISK MALMLETNING

Stockholm · Danderydsgatan 11

Telefon: 230255

VATTENBYGGNADSBYRÅN
KONSULTERANDE INGENJÖRER OCH ARKITEKTER
Ledamöter av Svenska Konsulterande Ingenjörers Förening

Kraftverk — Sjöregleringar
Samhällsplanering
Vattenförsörjning — Avlopp

HUMLEGÅRDSGATAN 29 — STOCKHOLM
Telefon: lokal 22 85 80, riks 22 89 30 — Telegram: VATTEN

Härmed riktas en allvarlig uppmaning till författarna i Geol. Föreningens Förhandlingar att avlämna tydliga, slutgiltiga, väl genomsedda, maskinskrivna manuskript. Särskilt bör uppmärksamheten ägnas åt strängt genomförd konsekvens beträffande skrivningen av namn, latiniserade ordformer och tekniska uttryck, samt åt stilformernas riktiga betecknande (*kursiv*, spärrad, KAPITÄLER). Kursivstil användes blott för latinska namn (ej för att understryka vikten av visst textinnehåll), dock, i engelsk text, för alla främmande ord. Spärrad stil användes för att framhäva vissa ord eller meningar i texten. Kapitäler användas för personer i samband med citerade skrifter, t. ex. SAHAMA 1954. I manuskriptet utmärkes:

spärrning med - - - - - - - - -
KAPITÄLER » ═══════
kursiv » ———————

Konsekvens i förkortningar är i hög grad önskvärd. Följande detaljer kunna uppmärksammas:

km dm m (antikva utan punkt).
dr (doktor), prof. (professor), hr (herr).

Citerade arbeten anföras i texten med angivande av författarens namn och arbetets tryckår inom parentes (SAHAMA 1954), och sammanställas i alfabetisk ordning vid uppsatsens slut (observera skiljetecknen och förkortningar):

SAHAMA, TH. G., 1954: Mineralogy of mafurite. Bull. Comm. géol. Finl., N:o 166.

Korrekturläsning åligger förf.

Red.

GEOLOGISKA FÖRENINGENS I STOCKHOLM FÖRHANDLINGAR utkomma med 4 häften årligen. Prenumeration mottages genom Nordiska bokhandeln, Stockholm 1, tel. 23 84 00 (växel).

Bd 1—31 à 20 kr.	Bd 71—73 à 20 kr.	Generalregister till
» 32 » 60 »	» 74—78 » 30 »	Bd 22—31 à 6 kr.
» 33—65 » 20 »	Generalregister till	» 32—41 » 6 »
» 66 » 30 »	Bd 1—5 à 3 kr.	» 42—50 » 6 »
» 67—69 » 20 »	» 6—10 » 4 »	» 51—60 » 6 »
» 70 » 25 »	» 11—21 » 6 »	» 61—70 » 10 »

Lösa häften av alla banden till pris beroende på häftenas omfång.

Medlemmar av Föreningen erhålla genom skattmästaren de äldre banden av Förhandlingarna och Generalregistret till hälften av det ovan upptagna bokhandelspriset. Å lösa häften lämnas ej prisnedsättning. (Styrelsens beslut d. $^{27}/_{10}$ 1922.)

Geologiska Föreningens sekreterare, Fil. Lic. Erik Åhman och redaktör, Docent P. H. Lundegårdh, träffas i Föreningens angelägenheter å Sveriges Geologiska Undersökning, tel. 34 97 90, säkrast tisdagar och torsdagar kl. 13—14.

Föreningens **ordinarie möten** äga rum första helgfria torsdag i månaderna februari, mars, april, maj, oktober, november och december. Januarimötet hålles på den torsdag, som infaller under tiden 10—16 jan. Anslag om föredragningslistan finnas minst 3 dagar före sammanträdet uppsatta på anslagstavlorna å ett antal offentliga institutioner med geologisk anknytning i Stockholm, Uppsala och Lund.

Personlig kallelse till sammanträdena utfärdas till ledamöter, som så önska.

Häftena utdelas sammanträdesdagarna i januari, mars, maj och november.

Uppsatser, avsedda att införas i Förhandlingarna, insändas till Föreningens redaktör, Stockholm 50. Åtföljande tavlor och figurer skola vara fullt färdiga till reproduktion, då de jämte uppsatsen sändas.

I Förhandlingarna må uppsatser införas antingen på skandinaviskt språk eller på engelska, franska eller tyska. Författare vare skyldig att bifoga i det förra fallet översättning av titel och figurtexter samt kort resumé på engelska, franska eller tyska, i det senare fallet, då Styrelsen anser sådan önskvärd, resumé på skandinaviskt språk.

Manuskript, skrivet på främmande språk, skall vara granskat av sakkunnig språkman, varom meddelande göres till redaktören.

Därest korrektionskostnaderna för införd uppsats uppgå till mera än 24 kronor pr tryckark, vare författare skyldig att erlägga det överskjutande beloppet, såvida det uppgår till minst 10 kr. pr uppsats.

Författare erhåller gratis av införda uppsatser 75 separat i omslag utan titel; ytterligare ex. samt ev. omslagstitel betalas av förf. Av notiser, anmälanden och föredragsreferat lämnas separat endast efter särskild överenskommelse.

Referat honoreras sålunda (Fören. beslut $^{7}/_{12}$ 1911):
1:sta sidan eller del därav efter 20 öre pr tryckrad, 2:dra sidan efter 15 och 3:dje sidan eller del därav efter 10 öre pr tryckrad. Följande sidor honoreras icke.

Anmälan om **föredrag och meddelanden** göres i god tid hos sekreteraren.

Ledamöternas årsavgifter, vilka enligt § 7 av Föreningens stadgar skola vara erlagda senast den 1 mars, inbetalas å postgiro 2108, Geologiska Föreningen Stockholm 50, eller insändas till skattmästaren, Intendent O. Gabrielson, Stockholm 50, till vilken även lämnas uppgifter om ändring av adresser och titlar.

Årsavgiften utgör kr. 20: —, avgift såsom ständig ledamot kr. 250: —. Ledamot, som under en följd av minst 20 år erlagt årlig ledamotsavgift, kan bliva ständig ledamot mot en avgift av kr. 125: —. Ledamot, som under 50 år erlagt årlig avgift, är befriad från ytterligare årsavgifter till Föreningen.

Postadress: Geologiska Föreningen, Stockholm 50. **Postgiro:** 2108. **Telefon:** 34 97 90.

INNEHÅLL

Contents

Uppsatser — Articles:

Ljunggren, P.: Banded gneisses from Gothenburg and their transformations 113
Frietsch, R.: Studier över skarnbildningen i Grythyttefältet . . . 133
Lindström, M.: Two Ordovician conodont faunas found with zonal graptolites 161
Pilava-Podgurski, N.: Lövås gruva 179
Malaise, R.: Oceanic bottom investigations and their bearings on geology 195
Brotzen, O.: Koppermineraliseringen i Norra Rhodesia och Katanga 225
Thorslund, P.: Mammutfynd i Lerdal, Rättvik 249
Sen, J.: X-ray diffraction study of inorganic structural units in a fusinized fossil plant (*Vertebraria indica*) 251
Wijkerslooth, P. De: Über die primären Erzmineralien der Kupferlagerstätte von Ergani-Maden (Vilayet-Elazig), Türkei 257

Notiser — Notes:

Landergren, S.: Preliminary note on the isotopic composition of carbon in some Swedish rocks 274
Kulling, O.: Några ord om limonitkittade kvartära bildningar inom Lapplandsfjällen 275

Anmälanden och kritiker — Reviews and Discussions:

Erhart, H.: La genèse des sols en tant que phénomène géologique. Ref. av J. Lundqvist 277
Thorarinsson, S.: Hekla on fire. Ref. av S. Gavelin 277
Heinrich, E. Wm.: Microscopic petrology. Ref. av P. H. Lundegårdh . . 278
Magnusson–Lundqvist–Granlund: Sveriges geologi, tredje upplagan. Ref. av P. H. Lundegårdh och E. Fromm 279

Mötesreferat — Proceedings:

Den 7 mars 1957: Revisionsberättelse för år 1956. P. H. Lundegårdh: Göteborgstraktens berggrund 283
Den 4 april 1957: F. Brotzen: Minnesord över A. L. Parsons och Naima Sahlbom. H. von Eckermann: Alnöintrusionens tektonik och genesis i belysning av gångarna inom Bergefors—Östrandsområdet 284
Geolognytt — Professional News 287

Författarna äro ensamma ansvariga för sina uppsatsers vetenskapliga innehåll

---

STOCKHOLM 1957. KUNGL. BOKTRYCKERIET P. A. NORSTEDT & SÖNER